

Stratigraphische und sedimentologische Untersuchung der detritischen Unterkreide-Serien des zentralen Rif (Marokko)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Alfred Anton Gübeli

von Goldingen

Begutachtet von den Herren

Prof. Dr. R. Trümpy

Dr. P. Homewood

Zürich 1982

1983

ok Gotthard



Stratigraphische und sedimentologische Untersuchung der detritischen Unterkreide-Serien des zentralen Rif (Marokko)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Alfred Anton Gübeli

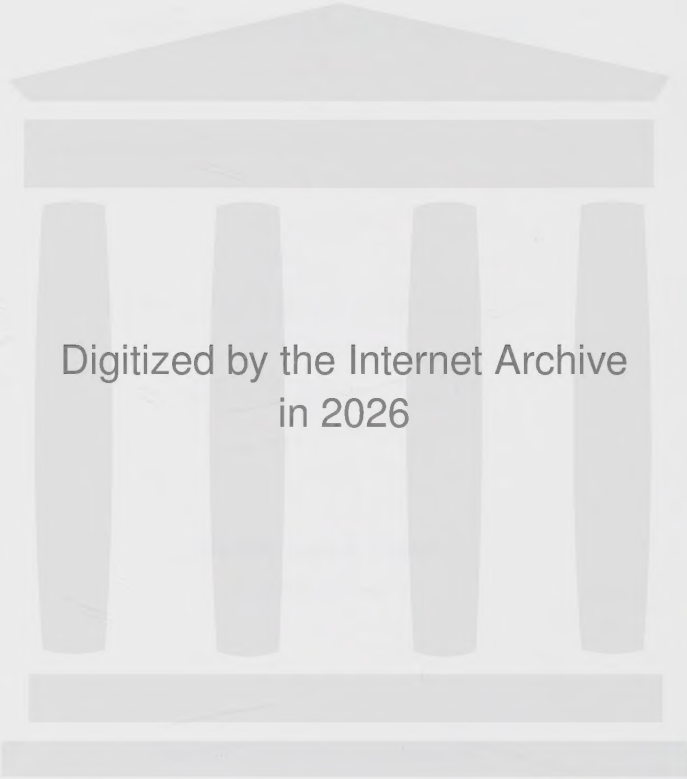
von Goldingen

Begutachtet von den Herren

Prof. Dr. R. Trümpy

Dr. P. Homewood

Zürich 1982



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507210_0005

VORWORT

ZUSAMMENFASSUNG

FIGURENVERZEICHNIS

1. EINFUEHRUNG

1.1 Geographische Situation	1
1.2 Geologische Einteilung des Rif	3
1.3 Historische Uebersicht	8
1.4 Arbeitsgebiet	13
1.5 Kartenverzeichnis	17

2. TEKTONIK

2.1 Einleitung	19
2.2 Ketama-Einheit	20
2.3 Tisirène-Decke	26
2.4 Chouamat-Decke	30

3. STRATIGRAPHIE UND SEDIMENTOLOGIE

3.1 Einführung zu den stratigraphischen und sedimentologischen Beschreibungen	
3.1.1 Lithostratigraphie	32
3.1.2 Biostratigraphie	32
3.1.3 Sedimentologie	32
A) Aktuelle Flyschtheorien	33
B) Literatur bezüglich Arbeitsgebiet	36
C) Profilbeschreibungen	36
3.2 Stratigraphie und Sedimentologie der Ketama-Einheit	
3.2.1 Lithologie der Ketama-Einheit	40
3.2.2 Biostratigraphie der Ketama-Einheit	45
3.2.3 Sedimentologie der Ketama-Einheit	47

3.3	Stratigraphie und Sedimentologie der Chouamat-Einheit	
3.3.1	Lithologie der Chouamat-Einheit	71
3.3.2	Biostratigraphie der Chouamat-Einheit	75
3.3.3	Sedimentologie der Chouamat-Einheit	76
3.4	Stratigraphie und Sedimentologie der Tisirène-Einheit	
3.4.1	Lithostratigraphie der Tisirène-Einheit	85
3.4.2	Biostratigraphie der Tisirène-Einheit	94
3.4.3	Sedimentologie der Tisirène-Einheit	99
3.5	Konfiguration des Beckens	137
3.6	Ergänzende Themen zu den bearbeiteten Einheiten	
3.6.1	Diskussion der Sandsteine der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit	144
3.6.2	Schwerermineralien	146
3.6.3	Sedimentationsraten	148
4.	INTERPRETATION	
4.1	Einführung	149
4.2	Rekonstruktion des paläogeographischen Bildes	
4.2.1	Einführung	150
4.2.2	Paläogeographische Uebersicht	152
5.	PALYNOSTRATIGRAPHIE	
5.1	Einführung	158
5.2	Resultate	163
5.3	Florenliste	180
6.	LITERATURVERZEICHNIS	183

V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Nationalfondsprojektes Nr. 2.823-0.77 "Die detritischen Jura- und Kreide-Formationen im Rif (Marokko)". Dieses Projekt wurde durch Prof. Dr. R. TRUEMPY und Dr. W. WILDI angeregt.

Die Feldaufnahmen wurden in den Frühlingsmonaten der Jahre 1978 und 1979 durchgeführt. Im Herbst 1979 erfolgten während einer Exkursion noch zusätzliche Feldarbeiten. Die Untersuchungen des Probenmaterials wurden am geologischen Institut der ETH / UNI in Zürich durchgeführt. Hier bleiben auch die wichtigsten Proben (auch palynologische Präparate) in der Belegsammlung des Instituts aufbewahrt.

Herrn Prof. Dr. R. TRUEMPY bin ich zu grossem Dank verpflichtet, trug er doch während zwei längeren Feldbesuchen mit seinen interessanten Hinweisen und Diskussionen zum Gelingen dieser Arbeit bei. Danken möchte ich ihm auch für die sorgfältige Korrektur des Manuskriptes.

Herrn Dr. P. Homewood möchte ich für die detaillierte Durchsicht des Manuskriptes und die zahlreichen Ratschläge herzlich danken.

Herrn Dr. W. WILDI gilt ein besonderer Dank für die gründliche "Feldeinführung" und die zahlreichen nützlichen Ratschläge und Informationen. Auch für die Durchsicht des Manuskriptes bin ich ihm zu Dank verpflichtet.

Herrn Dr. P. HOCHULI untersuchte mit grossem zeitlichen Aufwand die palynologischen Proben. Für seine Arbeit und die zahlreichen Diskussionen danke ich ihm herzlich.

Herrn und Frau SUTER in Rabat gebührt grosser Dank für die grosszügige Unterkunft und Bewirtung. Jederzeit waren sie bereit, uns mit Ratschlägen beizustehen.

Mein besonderer Dank gilt auch

Herrn W. KUHN und Herrn J. THUROW, die mir interessante Beobachtungen aus ihren Feldarbeiten zur Verfügung stellten,

Herrn Dr. J.P. BECKMANN, der mir bei der Untersuchung von Dünnschliffen beistand,

Herrn U. GERBER, der mir mit viel Geduld die Zeichnungen fotografisch verkleinerte,

Herrn T. WILLI und Herrn F. PIROVINO, für die Mithilfe bei der Herstellung der Dünnschliffe,

Herrn P. FELBER, durch den ich während unserer langen und gemeinsamen Büro-Benützung Einblick in die Geologie der Klippen-Decke erfahren durfte und der mich mit seinen fossilreichen Handstücken oft etwas neidisch machte...

Abschliessend danke ich all meinen Kollegen am geologischen Institut, die mich während meiner Arbeit unterstützten.

Z U S A M M E N F A S S U N G

Das Rif-Gebiet entspricht einer alpin gebildeten Gebirgskette, die von Gibraltar her entlang der marokkanischen Mittelmeerküste nach Algerien (Tell-Atlas) zieht.

Im Deckenbau des Rif unterscheidet man Einheiten, welche drei paläogeographischen Domänen zugehören. Von NW nach SE sind dies die Interne Domäne, die Domäne der Flysch-Decken und die Externe Domäne.

Die vorliegende Arbeit untersucht detritische Unterkreide-Serien von Einheiten, die der Externen Domäne (Ketama-Tanger-Einheit) und der Domäne der Flysch-Decken (Melloussa-Chouamat-Einheit und Tisirène-Einheit) angehören.

Hauptziel der Untersuchungen ist die stratigraphische Einstufung dieser Serien. Daneben wird eine paläogeographische Rekonstruktion vorgenommen und der Frage nach den möglichen Liefergebieten nachgegangen. Während die stratigraphische Einstufung überwiegend durch palynologische Untersuchungen erreicht wird, stützt sich die paläogeographische Rekonstruktion auf sedimentologische Beobachtungen ab.

Die Ketama-Einheit kann in eine Frontale (entspricht der Südlichen Ketama-Einheit; LEBLANC & WERNLI, 1980) und eine Nördliche Ketama-Einheit unterteilt werden.

Die Frontale Ketama-Einheit weist eine Mächtigkeit von ca. 800 m auf. Ihre Sedimente liegen altersmässig zwischen Oberjura und Albian. Zwischen Berriasian und Barremian dominieren mergelige Kalke und feinsiltige Mergel. Sandsteine treten in diesem Zeitraum nur untergeordnet auf. Ab Aptian setzen die kalkigen Sedimente aus und kommen nur im Albian nochmals kurz vor (LEBLANC & WERNLI, 1980).

Die Nördliche Ketama-Einheit ist ca. 600 m mächtig und setzt sich überwiegend aus Tonschiefern zusammen, in denen Sandstein-Einschaltungen auftreten. Das Alter dieser Sedimente liegt zwischen Aptian und Albian. Als Liefergebiet des detritischen Materials der Nördlichen Ketama-Einheit wird die marokkanische Meseta angenommen. Da es sich beim ursprünglichen Ablagerungsraum der Ketama-Einheit um ein in W-E-Richtung verlaufendes Becken handelt, sind die detritischen Ablagerungen kaum das Resultat reiner "turbidity currents". Viel eher müssen beckenparallele Strömungen ("contour currents") für den Sedimenttransport verantwortlich gemacht werden.

Die paläogeographische Position der Frontalen Ketama-Einheit liegt südlich der Ablagerungen der Nördlichen Ketama-Einheit, parallel zur afrikanischen Küste.



Die Chouamat-Einheit wird als östliches Aequivalent der Meloussa-Einheit bestätigt. Die detritischen Serien in ihrem unteren Teil (Chouamat-"a"-Member, ANDRIEUX & MATTAUER, 1962) setzen sich aus wechsellagernden Tonschiefern und Sandsteinen zusammen. Die Mächtigkeit dieses Abschnittes beträgt ca. 400 m. Die Hauptschüttungen erfolgen zwischen Aptian und Albien und weisen auf Lieferrichtungen aus W hin. Der Ablagerungsraum der Chouamat-Sedimente wird im SW oder S des Tisirène-Raumes angenommen; das heisst in einer zum Tisirène-Bereich distaleren Position. Während des Aptian und unteren Albien kommt es zu Ablagerungen, die synchron zu den Lieferungen der westlichen Tisirène-Einheit verlaufen. Es bleibt jedoch fraglich, ob es Sedimente des gleichen Fan-Systems sind. Ein Zusammenhang zwischen den Ablagerungsräumen der Ketama- und Chouamat-Einheit muss verneint werden. Die innerhalb einer Chouamat-Schuppe am SW-Fuss des Jbel Chouamat gefundenen Vulkanite sind anhand palynologischer Resultate von oberkretazischem Alter (Coniacian-Campanian).

Für die Ablagerungen der Tisirène-Einheit sind zwei voneinander unabhängige Liefergebiete verantwortlich. Eines dieser Gebiete liegt im W (iberische Meseta oder Hochgebiet im afrikanisch-iberischen Transform-Bereich ?), das andere im E (Alboran-Block ?). Während das Material der östlichen Lieferung aus einem einzigen Fan-System stammt, weisen die Ablagerungen der westlichen Lieferung auf zwei verschiedene Liefersysteme hin. Die detritischen Ablagerungen der Unterkreide erreichen im W-Teil der Einheit eine Mächtigkeit von 1200 m (Jbel Tisirène). Sie können in vier lithologisch gut unterscheidbare Member (Ti I - IV) unterteilt werden. Im Berriasian sind es vor allem Kalziturbidite und Mergel, die zur Ablagerung gelangten (Member Ti I). Zwischen Valanginian und Hauterivian treten die karbonatischen Einschaltungen sukzessive zurück. Zugleich setzen die ersten Sandsteine ein (Member Ti II). Ab Barremian dominieren mächtige turbiditische Sandsteinzyklen (Member Ti III). Sedimentologisch können diese Ablagerungen in den proximalen Teil des äusseren Fan-Bereiches gestellt werden. Diese sandige Sedimentation hält bis ins Aptian an. Während des Albien gehen die turbiditischen Einflüsse langsam zurück (Member Ti IV) und laufen im oberen Albien (prae-Vraconian) aus. Sedimente des unteren Albien sind nur im Ablagerungsraum der östlichen Lieferung festzustellen. Anhand detaillierter palynologischer Untersuchungen kann eine Zonen-Einteilung des gesamten unterkretazischen Bereiches vorgenommen werden (Zonen A-G).

R é s u m é

La région du Rif correspond à une chaîne de montagnes de type alpin qui s'étend le long de la Méditerranée de Gibraltar à l'Algérie (Atlas tellien).

Les nappes du Rif se composent d'unités qui appartiennent à trois domaines paléogéographiques, à savoir du NW au SE le domaine interne, le domaine des nappes des Flyschs et le domaine externe.

L'objet de cette thèse est l'étude d'unités détritiques du Crétacé inférieur qui appartiennent à la partie N du domaine externe (unité de Ketama-Tanger) et au domaine des nappes des Flyschs (unité de Melloussa-Chouamat et unité de Tisirène).

La classification stratigraphique de ces séries constitue l'objectif principal des analyses effectuées. L'étude traite en outre de la reconstruction paléogéographique ainsi que de la recherche d'origine des séries en question. La classification stratigraphique se base principalement sur l'analyse des palynoflores; la reconstruction paléogéographique repose sur des observations sédimentologiques.

L'unité de Ketama peut se subdiviser en deux: d'une part une unité frontale (correspondant à l'unité sud de Ketama; LEBLANC & WERNLI, 1980), d'autre part une unité nord.

L'épaisseur de l'unité frontale de Ketama est de l'ordre d'environ 800 m. L'âge des sédiments se situe entre le Jurassique supérieur et l'Albien. Du Berriasien au Barrémien on trouve principalement des calcaires marneux et des marnes gréseuses mais peu de grès. Les sédiments calcaires disparaissent à partir de l'Aptien: on n'en retrouve des vestiges que dans l'Albien (LEBLANC & WERNLI, 1980).

L'unité nord du Ketama, d'une épaisseur d'environ 600 m, se compose en majeure partie de schistes argileux avec intercalations de grès. Ces sédiments se situent entre l'Aptien et l'Albien. Le matériel détritique de l'unité nord provient probablement de la Meseta marocaine. D'après l'orientation W-E du bassin de sédimentation de l'unité nord de Ketama il est peu probable que les dépôts détritiques soient le résultat de simples "turbidity currents". Il paraît plus vraisemblable que les sédiments aient été transportés par des courants parallèles au bassin ("contour currents").

Du point de vue paléogéographique, l'unité frontale se situe au sud du bassin sédimentaire de l'unité nord, parallèlement à la côte africaine.

On a pu démontrer que l'unité de Chouamat représente l'équivalent est de l'unité de Melloussa. Dans sa partie inférieure d'une épaisseur d'environ 400 m les séries détritiques se composent de schistes argileux et de grès. La majeure partie des apports en provenance de l'ouest s'est effectuée entre l'Aptien et l'Albien. On suppose que le bassin sédimentaire de Chouamat occupe une position distale par rapport à celui de Tisirène, à savoir au SW ou au S de ce dernier. Certains apports de l'Aptien et de l'Albien inférieur sont intervenus dans le même temps que les dépôts de la partie ouest de Tisirène. Il n'est pourtant pas certain qu'il s'agisse de sédiments du même système d'alimentation.

Il n'existe pas de relation entre les bassins sédimentaires de Ketama et de Chouamat.

D'après les résultats de l'analyse palynologique les roches volcaniques découvertes à l'intérieur d'une écaille de Chouamat au pied SW du Jbel Chouamat appartiennent au Crétacé supérieur (Coniacien-Campanien).

Les dépôts de l'unité de Tisirène proviennent de deux régions d'apport indépendantes l'une de l'autre. L'une d'elles se trouve à l'ouest (Meseta ibérique ou hautplateau du "domaine de transition" afro-ibérique ?), l'autre à l'est (bloc d'Alboran ?). Alors que les matériaux provenant de l'est résultent d'un seul "système de fan", ceux de l'ouest ont pour origine deux systèmes d'apport différents.

Dans la partie ouest de l'unité les dépôts détritiques du Crétacé inférieur atteignent une épaisseur de 1200 m (Jbel Tisirène). D'après leur lithologie on peut les diviser en quatre membres bien distincts (Ti I-IV). L'étage berriasien est essentiellement constitué de calciturbidites et de marnes (membre Ti I). Du Valanginien au Hauterivien les calciturbidites disparaissent progressivement alors que les premiers grès apparaissent (membre Ti II). A partir du Barrémien, on trouve principalement des séries gréseuses à facies turbiditique (membre Ti III). Du point de vue sédimentologique ces dépôts peuvent être classés dans la partie proximale du "système de fan" extérieur. Cette sédimentation gréseuse dure jusque dans l'Aptien. Les influences turbiditiques diminuent lentement au cours de l'Albien (membre Ti IV) et disparaissent dans l'Albien supérieur (pré-vraconnien). On ne trouve des sédiments de l'Albien inférieur que dans le bassin sédimentaire alimenté de l'est.

La répartition en zones de l'ensemble du Crétacé inférieur peut être obtenue à partir d'analyses palynologiques approfondies (zones A-G).

FIGURENVERZEICHNIS (Profile - Fotos - Tabellen)

Fig. 1	Grossgeographische Uebersicht	2
Fig. 2	Geologische Uebersichtskarte	7
Fig. 3	Arbeitsgebiet innerhalb des zentralen Rif	14
Fig. 4	Geographische Detailunterlage des Arbeitsgebietes	15
Fig. 5	Geographische Detailunterlage der Umgebung von Ksar-es-Srhir	16
Fig. 6	Geographische Detailunterlage der Umgebung nördl. Chefchaouene	16
Fig. 7	Querprofile der Ketama-Einheit	25
Fig. 8	Querprofil südöstlich El Jabha (Tisirène-Einheit)	29
Fig. 9	Chronostratigraphische Gliederung der bearbeiteten Profile	37
Fig. 10	Profilpositionen und Orte wichtiger (datierbarer) Handstücke	38
Fig. 11	Legende zu den bearbeiteten Profilen	39
Fig. 12	Sammelprofil (Profil Nr. 1) der Frontalen Ketama- Einheit	41
Fig. 13	Sammelprofil der Nördlichen Ketama-Einheit	41
Fig. 14	Anschliff einer geringmächtigen Sandsteinbank	49
Fig. 15	Anschliff eines Feinkonglomerates	49
Fig. 16	Anschliff einer geringmächtigen Sandsteinbank	52
Fig. 17	Sammelprofil Nr. 2 (Frontale Ketama-Einheit)	53
Fig. 18	Faltenstil innerhalb der Nördlichen Ketama-Einheit	56
Fig. 19	Detailaufnahme von Fig. 18	56
Fig. 20	Detailprofil Nr. 3 (Nördliche Ketama-Einheit)	57
Fig. 21	Detailprofil Nr. 4 (Nördliche Ketama-Einheit)	59
Fig. 22	Anschliff einer geringmächtigen Sandsteinbank	60
Fig. 23	Detailprofil Nr. 5 (Nördliche Ketama-Einheit)	61
Fig. 24	Aufnahme eines "crevasse channels"	63
Fig. 25	Bioturbationsspuren	64
Fig. 26	Detailprofil Nr. 6 (Nördliche Ketama-Einheit)	66
Fig. 27	Detailprofil Nr. 7 (Nördliche Ketama-Einheit)	68
Fig. 28	Querprofil durch den SW-Grat des Jbel Chouamat	74
Fig. 29	Detailprofil Nr. 8 (Chouamat-Einheit)	78

Fig. 30	Anschliff einer geringmächtigen Sandsteinbank	80
Fig. 31	Detailprofil Nr. 9 (Chouamat-Einheit)	81
Fig. 32	Detailprofil Nr. 10 (Chouamat-Einheit)	83
Fig. 33	Sammelprofil der Tisirène-Einheit (westliche Lieferung)	86
Fig. 34	Ausschnitt aus dem Sammelprofil der Tisirène-Einheit am Jbel Tisirène	91
Fig. 35	Anschliff eines Kalziturbidites	100
Fig. 36	Erosionsformen an Bankunterseiten der Kalziturbidite	101
Fig. 37	Detailprofil Nr. 11a ₁ (Tisirène-Einheit)	103
Fig. 38	Detailprofil Nr. 11a ₂ (Tisirène-Einheit)	104
Fig. 39	Anblick des Jbel Tisirène	105
Fig. 40	"Flute cast" Typ "flutes à tire-bouchon"	107
Fig. 41	Strukturen einer geringmächtigen Sandsteinbank	107
Fig. 42	Detailprofil Nr. 11b (Tisirène-Einheit)	109
Fig. 43	Detailprofil Nr. 11c (Tisirène-Einheit)	114
Fig. 44	Ansicht von Profil Nr. 11d (Tisirène-Einheit)	116
Fig. 45	Detailprofil Nr. 12 (Tisirène-Einheit)	119
Fig. 46	Detailprofil Nr. 13a (Tisirène-Einheit)	122
Fig. 47	Detailprofil Nr. 13b; Fortsetzung von Profil Nr. 13a	123
Fig. 48	Ansicht eines "slump"	124
Fig. 49	Detailprofil Nr. 14 (Tisirène-Einheit)	125
Fig. 50	Ansicht von "horse-shoe flute casts"	127
Fig. 51	Detailprofil Nr. 15 (Tisirène-Einheit)	128
Fig. 52	Detailprofil Nr. 16a (Tisirène-Einheit)	131
Fig. 53	Detailprofil Nr. 16b (Tisirène-Einheit), Fortsetzung von Nr. 16a	132
Fig. 54	Detailprofil Nr. 17 (Tisirène-Einheit)	134
Fig. 55	Strömungsrichtungskarte der Einheiten des zentralen Rif	139
Fig. 56	Strömungsrichtung in Profil Nr. 13	139
Fig. 57	Mineralogische Zusammensetzung der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Sandsteine	145
Fig. 58	"Range chart" der wichtigsten Dinoflagellaten-Zysten, Sporen, Gymnospermen-Pollen und Angiospermen-Pollen	179

1. EINFÜHRUNG

1.1 Geographische Situation

Das Rif gehört zur grossräumigen, insgesamt über 2000 km langen alpinen Gebirgskette, die von den Balearen her über die südspanischen Kordilleren nach Gibraltar zieht. Von dort aus führt sie entlang der marokkanischen Mittelmeerküste nach Algerien (Tell-Atlas) und weiter nach E bis Sizilien.

Das eigentliche Rif-Gebiet ist Teil einer ca. 300 km langen und etwa 100 km breiten Gebirgskette zwischen Tanger und Melilla.

Die N- respektive S-Grenze des zentralen Rif ist unterschiedlich ausgebildet: So fällt im N das Gelände relativ steil gegen das Mittelmeer ab. Die Ursache liegt in den steil aufgeworfenen Falten und Schuppen der "Dorsale Calcaire", der Tisirène-Einheit und der Bokoya.

Gegen S hingegen ist das Gelände nur schwach geneigt. Dies ist bedingt durch die grossräumigen, S-vergenten, liegenden Falten innerhalb der Ketama-Einheit, die gegen S absinken und verflachen. Zur Rharb-Ebene hin taucht dann das Rif vollständig in die Tiefe und keilt nach und nach gegen S aus.

Mittelpunkt des zentralen Rif bildet die Region zwischen Bab Berret (1220 m ü.M.), Targuist (1000 m ü.M.) und dem Jbel Tidighine (2456 m ü.M.). In diesem Hochgebiet liegen W-E-verlaufende zueinander parallel liegende Oueds, deren Haupteintiefung während einer Pluvialzeit erfolgt ist. Die parallele Anordnung dieser Oueds ist durch die lokale Tektonik (Faltenstil) bedingt. Da das Rif nie von Gletschern überprägt worden ist, konnte sich durch die enorme Erosion des Wassers ein sehr starkes Relief ausbilden. Dies ist auch der Grund für eine extreme Denudation der nur schwach mit Humus bedeckten Gesteine und für die Notlage der Bevölkerung in diesem Gebiet.

Die Hauptwasserscheide des zentralen Rif-Gebietes führt entlang dem Gratrücken, der vom Jbel Tisirène her in ESE-Richtung über Ketama hinweg bis zum Jbel Tidighine reicht.

Klimatisch liegt das zentrale Rif in einer Zone, in der starke Niederschläge (500 - 1000 mm) zur Winterzeit fallen. In dieser Zeit leiden besonders die höher gelegenen Gebiete unter heftigen Steigungsregen, Schneefall und relativ tiefen Temperatur-Monatsmitteln. Die an der Mittelmeerküste gelegenen Landstriche hingegen haben im Frühling, Sommer und Herbst akuten Wassermangel.

El Jabha, Beni Guermil, Beni Boufrah und Rouadi sind Ortschaften dieser trockenen Landstriche und stellen typische Flussoasen dar.

Im Uebrigen kann auf die Arbeit von MAURER (1968) verwiesen werden, in der das Rif-Gebiet in geographischer Hinsicht detailliert untersucht worden ist.



Fig. 1: Grossgeographische Uebersicht

1.2 Geologische Einteilung des Rif

Im Deckenbau des Rif unterscheidet man klassischerweise Einheiten, die drei paläogeographischen Domänen angehören. Es sind dies von NE nach SW:

- Interne Domäne (DIDON, 1973b; KORNPROBST, 1974; WILDI et al., 1977)
 - Chaînes Calcaires (Tetuaniden)
 - Paläozoikum (Ghomariden und Sebiden)
- Domäne der Flysch-Decken ("Flyschs maghrébins")
 - Numidien-Decke
 - Tisirène-Decke
 - Melloussa-Chouamat-Decke
 - Beni Ider-Decke (zählt mit Tisirène-Decke zusammen als eine Einheit)
- Externe Domäne (SUTER, 1965; LEBLANC, 1979)
 - Zone intrarifaine
 - Ketama-Tanger-Einheit
 - Aknoul-Decke
 - Senhadja-Decke
 - Bou Haddoud-Decke
 - Zone mésorifaine
 - Zone des Fenêtres et du Tifelouest
 - Zone préarifaine
 - Ouezzane-Decke (interner Herkunft)
 - Msila-Decke
 - "Tsoul"-Einheit

Das im S anschliessende Vorland wird unterteilt in:

- "Avant pays rifain"
- "Avant pays atlasique"

Interne Domäne

Sie liegt zwischen Ceuta und Al Hoceima und wird in drei Bereiche unterteilt:

1. Sebtiden:

Alter Sockel, bestehend aus drei übereinanderliegenden Decken. Vorwiegend detritische und karbonatische, metamorphe Serien, deren Alter zwischen Devon und Trias liegen.

2. Ghomariden:

Ebenfalls aus drei gegen S einfallenden Decken bestehend, deren detritisches und karbonatisches Material Alter zwischen Silur und Perm / Trias ("Werfénien") aufweist. Darüber folgen geringmächtige, fossilreiche unterjurassische und eozäne Kalke. Gegen N lagern die Ghomariden direkt über den Sebtiden, gegen S hingegen schieben sich die Serien über, respektive in subvertikalem Kontakt an die "Chaînes Calcaires". Im E, - zwischen Torres el Kela und Al Hoceima -, schiebt sich mit der "Chaîne Calcaire des Bokoya" auch Paläozoikum über die im S gelegene Tisirène-Decke.

3. "Chaînes Calcaires":

Diese Ketten sind in drei Abschnitte unterteilbar.

- So liegt zwischen der Meerenge von Gibraltar und Tetouan die "Chaîne du Haouz" (KORNPORST, 1966; LEIKINE, 1969; RAOULT, 1966), eine aus zahlreichen Decken und Schuppen bestehende Gebirgskette.
- Zwischen Tetouan und El Jabha ("Accident de Jabha") liegt die "Dorsale Calcaire" (FALLOT, 1937; WILDI et al., 1977). Sie enthält zahlreiche Decken und Schuppen. Diese sind auf die im S gelegenen Flysch-Decken (Tisirène-Decke) und der "Domaine externe" (Unité de Tanger-Ketama) überschoben.
- Die Bokoyas (ANDRIEUX, 1971; LEBLANC, 1975; LESPINASSE, 1975) reichen von Torres el Kela aus entlang der Mittelmeerküste bis nach Al Hoceima. So sind die zwei wichtigsten Deckentypen ("Nappe à Paleozoïque et Lias blanc" und "Lias à Silex") durch eine tertiäre Zwischenlage (Priabonian - Oligozän) von der darunterliegenden Tisirène-Decke getrennt (ANDRIEUX, 1971).

Flysch-Decken

Darunter versteht man folgende Einheiten, die hauptsächlich aus flyschartigen Gesteinen aufgebaut sind:

1. Numidien-Decke (DURAND DELGA & MATTAUER, 1959, 1960)

Diese Decke besteht aus Sandsteinen oligozänen bis miozänen Alters. Sie ist von allen Flysch-Decken am weitesten gegen S vorgestossen. Sie liegt diskordant über der Beni Ider-Decke und über der noch tiefer gelegenen Tanger-Einheit.

2. Tisirène-Decke (DURAND DELGA & MATTAUER, 1959a)

Diese Einheit setzt sich im unteren Teil aus jurassischen Kalken und Mergeln zusammen. Ab Berriasian erfolgte eine massive Flysch-sedimentation, die bis ins Albien andauerte.

3. Melloussa-Chouamat-Decke (ANDRIEUX & MATTAUER, 1962; DURAND DELGA, 1965)

Diese Decke liegt im zentralen Rif, tektonisch zwischen die Tisirène-Decke und die Ketama-Tanger-Einheit eingeschaltet. Aus Oberkreide-Sedimenten und Eozän bestehend. ANDRIEUX & MATTAUER (1962) definierten vorerst nur die Chouamat-Einheit, deren Sedimente Alter zwischen Albien und Eozän aufweisen. DURAND DELGA (1965) parallelisierte dann die Chouamat-Einheit mit der paläogeographisch ähnlich gelagerten Melloussa-Einheit. Dies führte zur neuen Bezeichnung Melloussa-Chouamat-Einheit.

4. Beni Ider-Einheit (DURAND DELGA & MATTAUER, 1959a; DIDON et al., 1973)

Setzt sich aus Kalken und bunten Mergeln, sowie sandig mergeligen Flyschen zusammen. Das Alter der Sedimente reicht vom Cenomanian bis ins Oligozän. Die Beni Ider-Einheit wird als divertikulierte Hangende der Tisirène-Einheit betrachtet. Beide Teil-Einheiten zusammen bilden eine grobstektonische Einheit.

Externe Domäne

Hier werden insgesamt drei Teilbereiche unterschieden. So folgen von N nach S die "Zone intrarifaine", die "Zone mésarifaine" und die "Zone préarifaine".

"Zone_intrarifaine"

1. Ketama-Tanger-Einheit

Diese Einheit umfasst Sedimente mit Altern zwischen Trias und Oberkreide. Den Hauptteil der Ketama-Einheit bilden unterkretazische, intensiv verfaltete Tonschiefermassen. In diese Tonschiefer sind flyschartige Sandstein-Serien eingeschaltet. Die Gesteine weisen eine Grünschiefer-Metamorphose auf, zu der es während der zwei Hauptverschiebungsphasen gekommen ist (ANDRIEUX, 1971). Die Tanger-Einheit bildet die stratigraphische Fortsetzung der Ketama-Serien und weist oberkretazisches Alter auf.

2. Aknoul-Decke

Sie liegt im südöstlichen Teil des Rif und weist mergelige Mittel- und Oberkreide sowie Eozän auf. Sie liegt teilweise über der Senhadja-Decke und der Ketama-Einheit.

3. Senhadja-Decke

Tektonische direkt als Unterlage der Aknoul-Decke dienende Einheit mit Sedimenten jurassischen und kretazischen Alters.

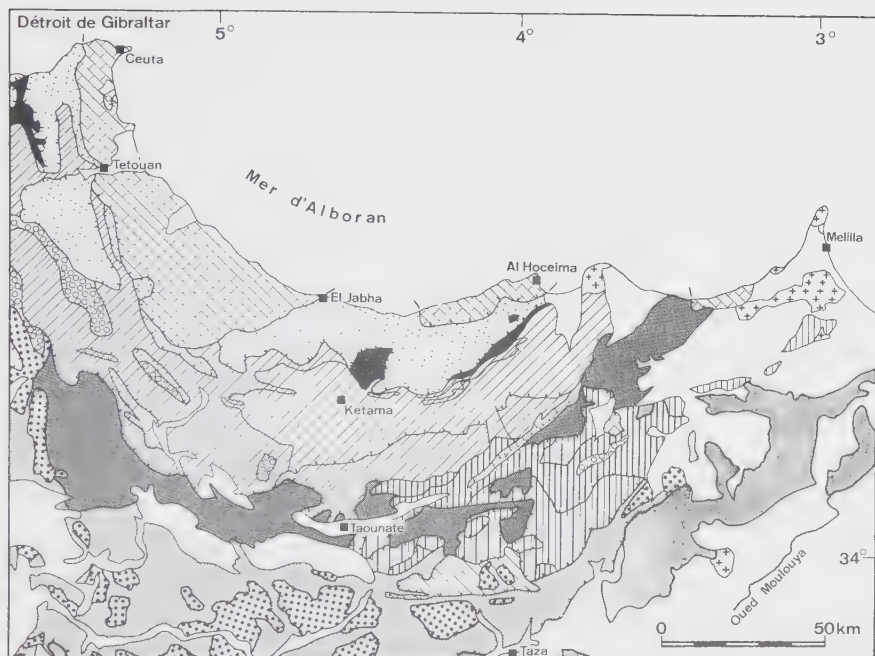
"Zone_mésorifaine" oder "Zone_des_Fenêtres"

Schliesst gegen S unmittelbar an die Tanger-Einheit (im W) und die Aknoul-Decke (im E) an. Dabei weisen die Sedimente dieser Zone Alter zwischen Trias und Oberkreide, ja sogar Miozän auf.

"Zone_prériefaine"

Sie ist die südlichste Zone der Externen Domäne und bildet den Grenzbereich zwischen dem Rif-Gebiet und dem "Avant pays". Südlich davon liegt die Rharb-Ebene.

Fig. 2: Geologische Uebersichtskarte



Legende

- | | |
|--|--|
| | "POST-NAPPE"-Formationen, ob. Miozän, quartäre Sedimente/vulk. Gesteine |
| | "ACCIDENT DU NEKOR", Trias |
| | "DOMAINE INTERNE", "Nappes paleozoiques", "Chânes calcaires" |
| | NUMIDIEN-Decke |
| | TISIRENE- und BENI IDER-Decke |
| | MELLOUSSA-CHOUAMAT-Decke |
| | KETAMA-TANGER-Einheit; NOERDL. KET.-Einh. / FRONT. KET.-Einh. / TANGER-Einheit |
| | "NAPPES INTRARIFAINES SUPERIEURES", AKNOUL-Decke |
| | "NAPPES INTRARIFAINES INFERIEURES", SENHADJA-Decke |
| | TERTIAERE SERIEN |
| | "MESORIF" |
| | "PRAERIF" MSILA-Decke |
| | DRIOUCH- und BENI BOU IFROUR-Ketten |
| | "AVANT PAYS", inkl. mittl. Atlas |
| | Ueberschiebung |

1.3 Historische Uebersicht

Die Flysch-Decken des zentralen Rif-Gebietes erweckten erst ab 1930 das Interesse der Geologen. Vor dieser Zeit konzentrierte man sich eher auf den N-Teil der Rif-Kette ("Dorsale Calcaire", Ghomariden und Sebiden). Daher fanden die im zentralen Rif und im S der "Dorsale Calcaire" erscheinenden monotonen Flysche entweder keine oder nur randliche Erwähnung als "Zone schisto-gréseuse" oder "Zone marno-schisteuse".

- 1836 - 1847 wurden durch H.COQUAND erste geologische Untersuchungen in der Gegend von Tanger und Tetouan unternommen. Sein Interesse galt besonders den Erzlagerstätten, nach denen er im Auftrag des Sultans suchte. Dabei unterschied er bereits zwischen einer "Zone de transition" (paläozoische Zone) und einer "Zone du Jurassique et du Crétacé" ("Dorsale Calcaire").
- 1874 beschrieb der Arzt G.BLEICHER als erster oberkretazische Sedimente in der Region von Tanger.
- 1905 - 1923 erfolgten Studien durch H.GENTIL, L.JOLEAUD und M.LUGEON. Neben einer genaueren strukturellen Uebersicht über das Rif-Gebiet resultierte auch die Vorstellung einer grossräumigen, alpinen (post-miozänen) und WSW-gerichteten Aufschiebung der "Dorsale Calcaire" und der "Chaîne du Haouz".
- 1926 äusserte sich R.STAUB über die "Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos". So erklärte er unter anderem den S-vergenten Faltenstil der "Dinariden" (Rif) lediglich als sekundäre, kleine Rückverschiebung im Rahmen einer generellen N-Bewegung.
- 1929 veröffentlichten P. & L.RUSSO eine Studie über das zentrale und östliche Rif-Gebiet. Dabei legten sie den Grundstein für die später als Senhadja-Decken definierten Bereiche des "Intrarif".
- 1930 veröffentlichten M.BLUMENTHAL, P.FALLOT und A.MARIN in "Observation Géologiques sur le Nord-Ouest du Rif Marocain" erste zusammenhängende stratigraphische Erkenntnisse. Sie legten das Hauptgewicht der Beschreibungen auf den westlichen Teil des Rif-Gebietes. Dabei unterteilten sie das Rif in eine Interne paläozoische Domäne und in eine Mittlere kalkige Domäne ("Dorsale Calcaire"). In den damals zur "Zone externe marno-schisteuse" gerechneten "Flyschs du Rif" unterschieden sie in der Region zwischen Ketama und Targuist sandsteinreiche Serien (spätere Tisirène-Decke), die über sogenannten "couches schisteuses noires" (Ketama-Einheit) liegen. Neben einer gene-

rellen Beschreibung der Lagerung dieser Sandsteine beklagen sie sich unter anderem über das Fehlen von "guten Aufschlüssen" und die Abwesenheit von fossilreichen Horizonten. Ferner wurde auch die tektonische Lage der "Dorsale Calcaire des Bokoya" gegenüber den Flyschen (Tisirène-Decke) diskutiert.

- 1932 - 1939 Während dieser Zeit arbeitete J.MARÇAIS im SE-Teil des Rif. Der Schwerpunkt seiner Arbeit lag in stratigraphischen und tektonischen Beobachtungen. Er postulierte die "Nappe des Senhadja" (Jura-Sedimente) und die erst viel später als "Nappe d'Aknoul" bezeichnete Decke mit kretazischen Sedimenten. Durch tektonische Beobachtungen belegte er auch den nach S gerichteten Transport der Decken aus der "Zone marno-schisteuse" und ihre Ueberschiebung auf den externen Bereich. Als Wurzelzone sah er damals das "Accident du Nekor".
- 1937 beschrieb P.FALLOT in seinem "Essai sur la Géologie du Rif Septentrional" konkrete Probleme aus dem Bereich der heutigen Tisirène-Decke. Unter anderem widmete er seine Aufmerksamkeit auch dem Jbel Tisirène und seiner mergelig kalkigen Unterlage (Berriasian). Er beschrieb auch grob die gefundenen Fossilreste (Aptychen) und lieferte ein klares lithologisches Profil dieser Serie, das bis zur heutigen Zeit eines der präzisesten bleiben sollte. Er datierte die tieferen Flyschsedimente am Jbel Tisirène als Unterkreide. Die höher gelegenen und nördlich anschliessenden Sedimente hingegen definierte er als "Flysch nummulitique". Dabei wies er aber auf die Problematik der höheren Tisirène-Sandsteine hin und entschuldigte sich gleichzeitig für die relativ beschränkten geologischen Untersuchungen. Die gleiche Datierung erschien auch im "Boletin del Instituto Geologico y Minero de Espana" in einer Studie von L.DONCIEUX und P.FALLOT (1937).
- 1937 lieferte M.BLUMENTHAL eine detaillierte Uebersicht über die "Dorsale Calcaire des Bokoya". Dabei übernahm er für die unter der Bokoya liegenden Flyschmassen ebenfalls das als Tertiär angenommene Alter.
- 1939 publizierten P.FALLOT und A.MARIN Beobachtungen über das nördliche Rif-Gebiet. Sie diskutierten besonders tektonische Probleme der "Dorsale Calcaire" und des Paläozoikums. Auch hier wurde das Alter der Flysche durch ihre im W beobachtete direkte Lage über der "Formation marno-schisteuse" als "post-crétacé" angegeben.

Die gleiche Vorstellung bestand weiter bis 1957 (Exkursionsführer des 19. internationalen geologischen Kongresses zu Algier, 1952).

- 1941 - 1942 wurden die geologischen Arbeiten der beiden Deutschen H. QUIRING und P. SCHMIDT-THOME veröffentlicht. Unter anderem konzentrierte sich SCHMIDT-THOME auf den "Gebirgsstock von Ketama-Targuist". Er setzte die höheren Tisirène-Sandsteine auf Grund eines versuchten Vergleichs mit den Reiselberger Sandsteinen der Ostalpen in die Oberkreide (Cenomanian). Den Ketama-Sedimenten ordnete er unterkretazisches oder oberjurassisches Alter zu. Daneben beschrieb er auch den S-vergenten Faltenstil innerhalb der Ketama-Einheit.
- 1956 endete nach 52 Jahren das spanische Protektorat im N Marokkos. Während dieser Zeit arbeiteten spanische Geologen im Rif (A. MARIN, E. DUPUY DE LÔME, F. IRUEGAS, G. MILANS DEL BOSCH und A. DEL VALLE, 1917). Nach diesem Wechsel begann auch im Rif eine neue Ära in der geologischen Forschungsarbeit.
- 1958 befassten sich M. BLUMENTHAL, M. DURAND DELGA und P. FALLOT mit den stratigraphischen Problemen des Tithonian-Neokomian-Überganges sowie des Unteren Eozän in der "Zone marno-schisteuse" des nördlichen Rif. Sie konzentrierten sich ebenfalls auf den Jura-Kreide-Übergang am Fusse des Jbel Tisirène und zogen Vergleiche zwischen den marokkanischen Flyschen und denjenigen Algeriens.
- 1959 führten M. DURAND DELGA und M. MATTAUER den Begriff der "Jbel Tisirène-Decke" ein und gaben gleichzeitig eine grobe altersmässige Übersicht über die Sedimente der Decken-Unter- respektive Obergrenze.
- 1960 diskutierten M. DURAND DELGA und M. MATTAUER über die Beni Ider-Decke und die Jbel Sougna-Decke. Die paläogeographische Position der Tisirène-Einheit wurde von beiden Autoren als "ultra-Dorsale" betrachtet. Später (1964 - 1967) kam DURAND DELGA jedoch von dieser "ultra-Herkunft" ab.
- 1962 lieferten M. DURAND DELGA, L. HOTTINGER, J. MARÇAIS, M. MATTAUER, V. MILLIARD und G. SUTER in "Données actuelles sur la structure du Rif" eine für die Zukunft wegweisende Zusammenfassung der neueren geologischen und besonders tektonischen Erkenntnisse der Rif-Geologie.

Im gleichen Jahr erfolgte eine Publikation von J. ANDRIEUX und M. MATTAUER. Sie definierten hier die

Chouamat-Decke, welche tektonisch zwischen der Ketama-Einheit und der Tisirène-Decke liegt.

- 1965 nahm M.DURAND DELGA Bezug auf die Chouamat-Decke und diskutierte die Relation mit der im W vorkommenden Melloussa-Einheit.
- Im gleichen Jahr veröffentlichte G.SUTER im Zuge der intensivierten Untersuchungen im Rif eine stratigraphische Analyse des externen Rif-Bereiches.
- 1967 erschienen Arbeiten von H.FEINBERG und D.LEBLANC über ihre Studien innerhalb der Praerif-Decken im N von Taza.
- 1971 wurde die Dissertation von J.ANDRIEUX publiziert. darin bearbeitete er das östliche Gebiet im Bereich der Tisirène-Decke, der Chouamat-Decke und der Ketama-Einheit. Der Schwerpunkt seiner Arbeit lag in der Tektonik dieser Bereiche. Einen Grossteil seiner Studien widmete er der Stratigraphie und lieferte damit als erster konkrete Uebersichtsprofile aus dem zentralen Rif. Von ihm stammt auch eine geologische und tektonische Karte des zentralen Rif-Gebietes im Massstab 1:200'000. Seine Arbeit gilt als geologisches Standardwerk des zentralen Rif-Gebietes.
- 1973 wurden die "Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar" von J.DIDON, M.DURAND DELGA und J.KORNPÖBST veröffentlicht. Es ist eine generelle und für die Rif-Geologie richtungsweisende Arbeit, in der alle geologischen Einheiten vorgestellt und untereinander verglichen werden.
- 1975 publizierte P.LESPINASSE seine Dissertation über die Geologie der externen Bereiche und der Flysche zwischen Chefchaouene und Zoumi. Unter anderem diskutierte er auch das Profil des Jbel Tisirène, bezog sich aber lediglich auf die Beobachtungen seiner Vorgänger.
- 1977 erschien die Arbeit von W.WILDI, M.NOLD und J.UTTINGER. Diese Publikation ist eine Zusammenfassung der durch die drei Autoren gemachten Dissertationen über die Geologie der "Dorsale Calcaire" im Gebiet zwischen Tetouan und Assifane. Dabei resultiert eine detaillierte Hypothese über das paläogeographische Bild der "mesozoischen Dorsale Calcaire".
- 1979 veröffentlichen W.WILDI & R.ENAY Ergebnisse über ihre Untersuchungen in den mittel- und oberjurassischen Sedimenten des externen Rif. Dabei stellen sie eine Progradation von pelitischen und arenitischen Ablagerungen vom östlichen "avant-pays" aus in Richtung NW fest.

Für die betreffenden Sedimente vermeiden sie ausdrücklich den Ausdruck "Flysch".

- 1980 untersuchten U.CHIOCCHINI, R.FRANCHI, F.GUERRERA, W.B.F.RYAN und S.VANNUCCI die Turbidite der "Mauritanischen Flysche" und der "Nappe numidienne". Dabei fassten sie die petrographischen und lithostratigraphischen Eigenschaften der Tisirène- und Ketama-Einheit grob zusammen.

Im gleichen Jahr erschien eine Publikation von D.LEBLANC und R.WERNLI über ein tektonisch grundlegendes Problem innerhalb der Ketama-Einheit. Darin postulierten sie anhand mikropaläontologischer Untersuchungen zwei tektonisch voneinander getrennte Bereiche; eine Nördliche und eine Südliche Ketama-Einheit. Jede dieser Teil-Einheit besitzt Aptian- und Albion-Sedimente, die sich jedoch voneinander deutlich unterscheiden lassen.

- 1981 veröffentlichte W.WILDI umfassende Untersuchungen über die detritischen Sedimente (mittlerer bis oberer Jura) des externen Rif. Seine paläogeographische Rekonstruktion stellt den Grundstein für die Weiterentwicklung des kretazischen Tethysraumes zwischen Nordafrika und Spanien dar.

1.4 Arbeitsgebiet

Als Ziel der vorliegenden Arbeit gilt das Studium der detritischen Unterkreide-Serien des zentralen Rif und die paläogeographische Rekonstruktion. Das Arbeitsgebiet richtet sich deshalb nach dem häufigsten Auftreten der entsprechenden geologischen Einheiten.

Der Arbeitsraum umfasst den höchst gelegenen Teil des zentralen Rif mit den beiden Zentren Ketama (1480 m ü.M.) und Targuist (1000 m ü.M.) und wird folgendermassen begrenzt:

- Nordgrenze: Zwischen El Jabha und Torres el Kela fällt die Grenze mit der Mittelmeerküste zusammen.
- Westgrenze: Zwischen der Mittelmeerküste und dem Jbel Tisirène, dem "Accident de Jabha" folgend. Vom Jbel Tisirène aus führt sie dann in südöstlicher Richtung nach Taounate el Kchour (nördlich Taounate).
- Südgrenze: Hier liegt die Begrenzung zwischen Taounate el Kchour und der Gegend nördlich des Jbel Tamchecht.
- Ostgrenze: Sie verläuft längs dem Oued Nekor und endet gegen N am Mittelmeer.

Neben dem Hauptprofil des Jbel Tisirène galt das Hauptaugenmerk besonders zwei N-S gerichteten Traversen; so der Linie Taounate el Kchour - Ketama - El Jabha ("Route de l'Unité") und der Linie Dhar Souk - Targuist - Torres el Kela.

Um das laterale Verhalten der Tisirène-Einheit im Rif zu studieren wurden zusätzliche Profile bei Ksar-es-Srhir und Chefchaouene aufgenommen.

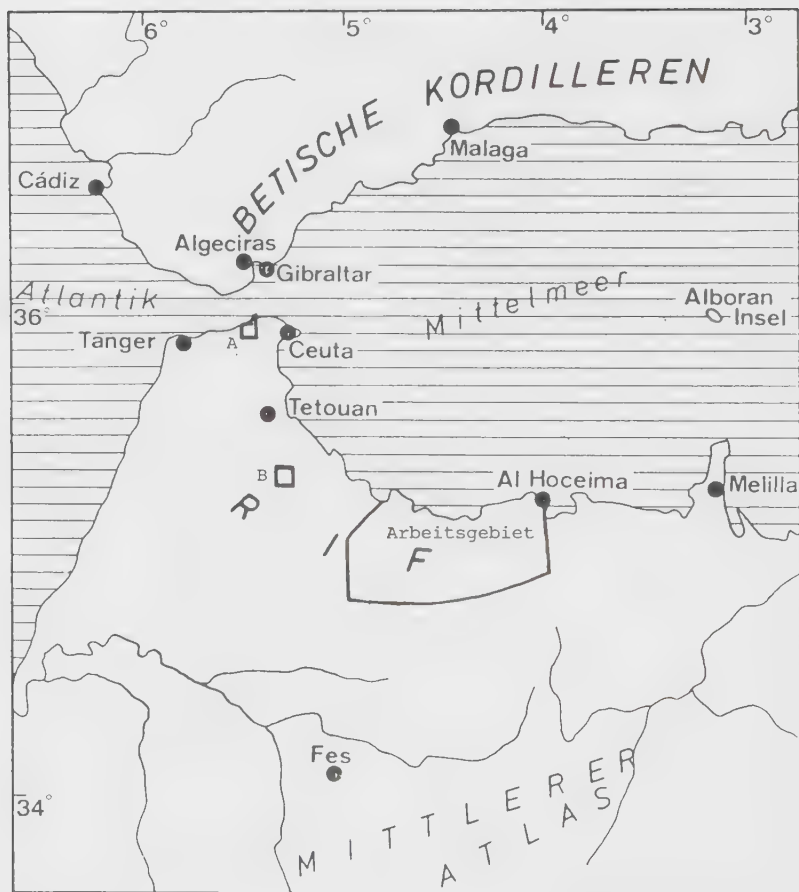


Fig. 3: Arbeitsgebiet im zentralen Rif
 A: Profil-Standort bei Ksar-es-Srhir
 B: Profil-Standort bei Chefchaouene

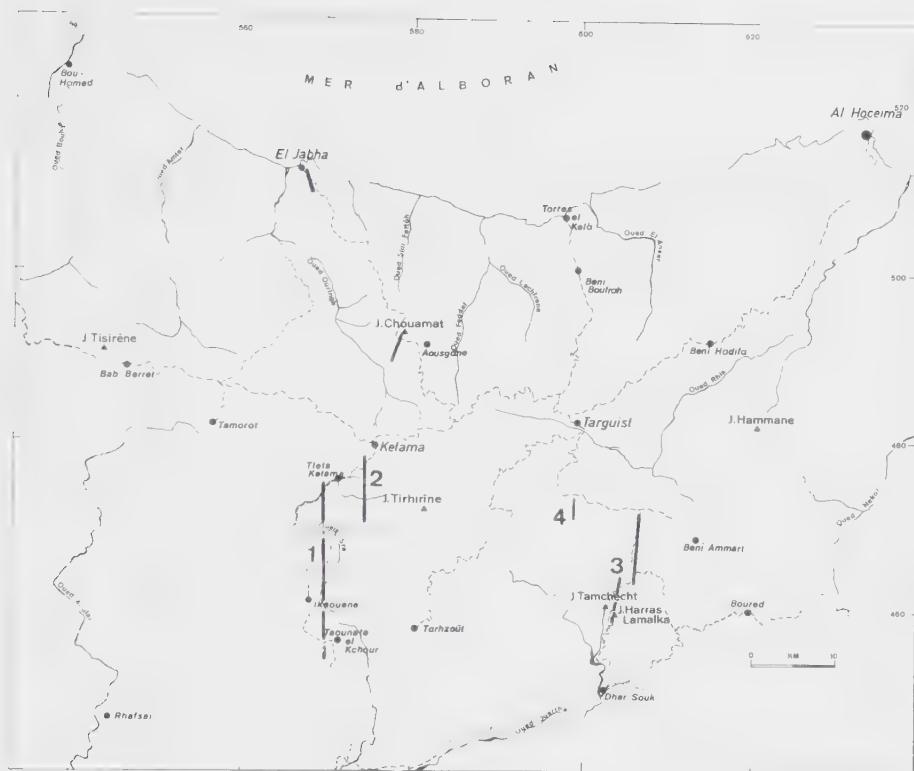


Fig. 4: Geographische Detailunterlage des Arbeitsgebietes.
 Zugleich sind die Spuren der in dieser Arbeit gezeigten
 Querprofile eingezeichnet.
 Die Nummern 1 - 4 entsprechen den Querprofilen in Fig.7.
 Im SW des Jbel Chouamat befindet sich die Profilsfur von
 Fig. 28.
 Im SE von El Jabha liegt die Profilsfur von Fig.8.



Fig. 5: Geographische Detailunterlage
der Umgebung von Ksar-es-Srhir
M 11: Palynologische Probe der
Zone G (Kap. 5)
17: Standort von Profil Nr. 17

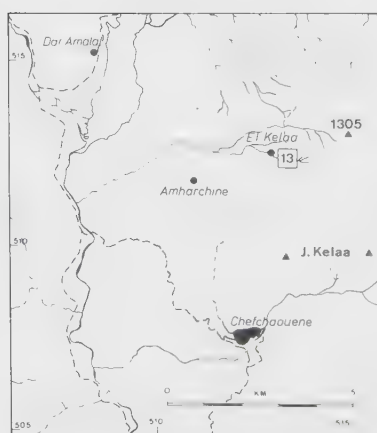


Fig. 6: Geographische Detailunterlage
der Umgebung nördl. Chefchaouene
13: Standort von Profil Nr. 13

1.5 Kartenverzeichnis

Topographische Karten

Als Grundlagen dienten folgende Karten:

-- MINISTERE DE L'AGRICULTURE ET DE LA REFORME AGRAIRE;
DIRECTION DE LA CONVERSATION FONCIERE ET DES TRAVEAUX TOPO-
GRAPHIQUES. "Carte du Maroc", 1:50'000, Typ 1922, Rabat.

Blatt	Bezeichnung
Aïn Zora	NI-30-XV-3b
Aknoul	NI-30-XV-3a
Al Hoceima	NI-30-XXI-1a
Bab Berret	NI-30-XX-1a
Bab Taza	NI-30-XIX-2b
Beni Ammart	NI-30-XIV-4d
Beni Boufrach	NI-30-XX-2a
Boudinar	NI-30-XXI-1b
Chefchaouene	NI-30-XIX-2a
Dhar Souk	NI-30-XIV-4a
El Jabha	NI-30-XX-1b
Had Kourt	NI-30-XII-3b
Kebdani	NI-30-XXI-2a
Ketama	NI-30-XIV-3d
Ksar-es-Srhir	NI-30-XIX-3d
Melloussa	NI-30-XIX-3b
Midar	NI-30-XV-3d
Ouezzane	NI-30-XIII-3d
Rouadi	NI-30-XX-2b
Souk-el-Kolla	NI-30-XIV-1b
Tafrant de l'Ouerrha	NI-30-XIII-4b
Taineste	NI-30-XIV-4b
Tamorot	NI-30-XIV-3c
Tanger	NI-30-XIX-3c
Taounate	NI-30-XIV-3b
Targuist	NI-30-XIV-4c
Teroual	NI-30-XIII-4a
Tisf Ouslf	NI-30-XV-3c
Zoumi	NI-30-XIII-4c

Geologische Karten

ANDRIEUX, J. (1971): Carte géologique du Rif Central au 1:200'000.
Notes Mém. Serv. géol. Maroc 235.

SUTER, G. (1977): Carte géologique du Rif au 1:500'000. - Notes
Mém. Serv. géol. Maroc.

2. T E K T O N I K

2.1 Einleitung

Literatur

Die detaillierte Tektonik der Flysch-Decken im zentralen Rif blieb lange Zeit unbeachtet. Die riesigen Flysch-Massen der "Zone schisto-gréseuse" fanden lediglich am Rande genereller Rif-Arbeiten Erwähnung (BLUMENTHAL, FALLOT und MARIN, 1930).

Ab 1956 verbesserten sich dank den Untersuchungen zahlreicher französischer Geologen die tektonischen Kenntnisse der Flysch-Decken, so besonders durch die Arbeit von MATTAUER (1963) und durch die Dissertation von ANDRIEUX (1971). Während MATTAUER (1963) die unterschiedlichen tektonischen Einheiten Nordafrikas im allgemeinen studierte, untersuchte ANDRIEUX (1971) im speziellen die Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheiten.

Arbeitsweise

Zur Korrelation der einzelnen Profile und für die paläogeographische Rekonstruktion ist eine genaue Kenntnis der tektonischen Verhältnisse unerlässlich. Deshalb musste die Umgebung der durch uns bearbeiteten Profile ebenfalls in die Beobachtungen einbezogen werden. Dabei bot die Arbeit von ANDRIEUX (1971) eine richtungsweisende Grundlage. Die hier aufgeführten tektonischen Untersuchungen haben deshalb lediglich ergänzenden Charakter.

Leider sind die Aufschlussverhältnisse im bearbeiteten Gebiet der starken Verwitterung wegen recht ungünstig. Die besten und frischesten Aufschlüsse findet man hauptsächlich entlang von Strasseneinschnitten und in tief einerodierten Bachrinnen. In den häufig von niederer Buschvegetation bestandenen Regionen musste die grossräumige Tektonik vielfach mittels Luftfotos erarbeitet werden. Dabei boten die im Gelände herauswitternden Sandsteinrippen oft die einzigen Anhaltspunkte.

2.2 Ketama-Einheit

Einführung

Die Ketama-Einheit ist von den bearbeiteten Einheiten die tektonisch am tiefsten gelegene Serie mit teilweise flysch-artigen Unterkreide-Sedimenten innerhalb des zentralen Rif. Paläogeographisch gehört dieser Bereich zur "Zone intrarifaine", das heisst zum nördlichsten Teil des externen Rif.

Obwohl sie tektonisch die tiefste aller hier studierten Rif-Einheiten darstellt, bildet sie die höchstgelegenen Gratrücken im zentralen Rif. Sie baut auch den 2448 m hohen Jbel Tidighine (Jbel Tirfirhine), den höchsten Berg innerhalb des bearbeiteten Gebietes auf.

Die einzige umfassende Arbeit, die sich mit dem Studium detaillierter Tektonik innerhalb der Ketama-Einheit befasst, ist diejenige von ANDRIEUX (1971).

Zum besseren Verständnis unterteilte er die Einheit in drei Bereiche mit entsprechenden Eigenschaften:

-- Nördlicher Bereich

Alter der Gesteine: Aptian, Albian, Oberkreide; reich an stark verfalteten Sandsteinzyklen.

-- Südlicher Bereich

"Neokomian" dominierend, hauptsächlich Ton- und Mergelschiefer.

-- Östlicher Bereich

Zwischen N-S-verlaufender Bruchzone westlich des Jbel Hammane und dem Oued Nekor.

Der im S liegende, relativ autochthone Teil der Ketama-Einheit (Jura-Sedimente) wird gegen N von paraautochthonen Serien abgelöst. Die ganz im N vorkommenden Ketama-Serien hingegen dürften gänzlich von ihrer Unterlage abgetrennt worden sein.

Soll die Einteilung der tonschieferreichen Ketama-Serien sowohl tektonischen als auch sedimentologischen und stratigraphischen Kriterien genügen, muss das Schema von ANDRIEUX (1971) abgeändert werden. Dabei hilft auch die Publikation von LEBLANC & WERNLI (1980)

Neue Einteilung der Ketama-Einheit

-- Frontale Ketama-Einheit

"Südliche Ketama-Einheit" (LEBLANC & WERNLI, 1980)

Ca. 800 m - 900 m mächtige Abfolge von Ton- und Mergelschiefern mit untergeordnet feinen Sandstein- und Kalkbänken.

Das Alter der Sedimente reicht vom Jura bis ins obere Albien (Vraconian; LEBLANC & WERNLI, 1980).

-- Nördliche Ketama-Einheit (LEBLANC & WERNLI, 1980)

Die Mächtigkeit dieser Abfolge beträgt ca. 600 m. Sie ist in ihrer südlichen Begrenzung in Form von S-vergente, liegenden Falten auf die Frontale Ketama-Einheit aufgeschoben.

Die Einheit ist reich an Tonschiefern, in die zahlreiche Sandstein-Einschaltungen eingelagert sind.

Den beiden Teilbereichen kommt auch unterschiedliches tektonisches Verhalten zu (folgendes Kap.).

Faltenstil, Schieferung

ANDRIEUX (1971) unterscheidet innerhalb der Ketama-Einheit vier tektonische Phasen:

- 1. Erste Faltungsphase
- 2. Zweite Faltungsphase
- 3. Bruchphase
- 4. Abschliessende Faltungsphase

Während der Ersten Faltungsphase (Burdigalian - Unt. Helvetian) kam es zur Ausbildung S-vergente Falten unterschiedlichster Art. Grössenmässig sind sie im mm- als auch im km-Bereich zu beobachten. Im westlichen Teil der Ketama-Einheit streichen die Faltenachsen sowohl im südlichen als auch im nördlichen Bereich in W-E-Richtung. Im östlichen Teil der Einheit dreht die Achsenrichtung dann nach ENE (zwischen Jbel Tidighine und Oued Nekor). Es sind zylindrische Falten, deren Achsenebenen wellenförmig verformt sind. Dabei beschreiben sie in W-E-Richtung eine Kulmination im Gebiet des Jbel Tidighine.

Innerhalb der Nördlichen Ketama-Einheit kam es zur Ausbildung grossräumiger S-vergenter, liegender Isoklinalfalten. Dabei sind die invers liegenden Faltenschenkel vielfach unterhalb der Faltenstirn vom aufrecht gelagerten Schenkel abgetrennt und in S-Richtung überfahren worden. Auf diese Art kommt es zu lokaler Stapelung solcher isoklinal liegender und "gedehnter" Falten. Morphologisch führt die Akkumulation solcher Falten zur Ausbildung W-E-verlaufender Gratrücken. Besonders entlang der "Route de l'Unité" zwischen Ikaouene und Tleta Ketama sind solche "Faltenstapel" zu beobachten (Fig.: 6). Dabei ist es möglich, die gleichen Sandsteinzyklen über mehrere Kilometer Distanz zu verfolgen; oftmals in mehreren Repetitionen. Nur dank diesen eingeschalteten Zyklen können überhaupt detaillierte tektonische Profile gezeichnet werden. Die dazwischengelagerten Tone erlitten eine Verschieferung (S_1). Sie ist parallel den Faltenachsen ausgerichtet und fällt mit $30-40^\circ$ gegen N ein.

Die Zweite Faltungsphase (Mittl. Hauterivian) ist in ihrer Wirkung allgemein schwächer als die erste Phase. Sie setzt sich aus zwei gleichzeitig abgelaufenen Teilphasen zusammen. Die dabei entstandenen Falten streichen sowohl nach NE (050°) als auch gegen SE (120°). Die in nordöstlicher Richtung streichenden Falten sind meist schwächer ausgebildet.

Gleichzeitig bildete sich eine zweite Schieferung (S_2). Dabei ist S_2 in der Frontalen Ketama-Einheit viel stärker entwickelt. Die durch die Ueberlagerung der beiden Schieferungen entstandenen Griffelschiefer oder "schistes à frites" sind deshalb im N der Ketama-Einheit nur schwach entwickelt.

Die letzte Faltungsphase (Unt.-Mittl. Tortonian) entstand unter dem Einfluss der von N her auf die Ketama-Einheit überschobenen Decken (Tisirène-Decke, Chouamat-Decke). Diese Bewegungen führten zur Bildung der Kulmination Targuist - Ketama - Bab Taza.

Frontale Ketama-Einheit

Die Südgrenze dieser Frontalen Einheit verläuft nördlich der "Nappe d'Aknoul" und des "Mésorif". Die Nordgrenze hingegen wird durch die ersten gegen S überschobenen Sandsteinzyklen der Nördlichen Ketama-Einheit gebildet (LEBLANC & WERNLI, 1980). Innerhalb dieser Grenzen kann der frontale Abschnitt in W-E-Richtung entlang der ganzen Ketama-Einheit verfolgt werden.

Westteil:

Neben den dominierenden Tonschiefern sind besonders in den südlicheren Bereichen untergeordnet Mergelschiefer zu beobachten. Durch das Fehlen von Sandsteinen ist eine Rekonstruktion der grossen tektonischen Zusammenhänge stark erschwert. In den durch die erste Faltungsphase beeinflussten Tonschiefern bildete sich durch die zweite Faltung neben der ersten Schieferung (S_1) eine zweite Schieferung (S_2) aus. Dabei wurde die Schieferung der ersten Faltungsphase fast vollständig überprägt. Durch spätere tektonische Bewegungen kam es zusätzlich noch zu "in situ" verstellten Paketen.

Leider ist es unmöglich, präzise Angaben über die Mächtigkeit der in diesem Abschnitt lagernden Tonschiefer zu machen. Dies auch deshalb, weil eine Unterscheidung von Bruch- oder Überschiebungsflächen in diesen Schiefern verunmöglicht wird (Fig.: 6, Frontale Ketama-Einheit - Querprofil Nr. 1). Im besten Fall kann die normale oder inverse Lagerung der Schiefer mittels feiner Sandsteinbänke (Mächtigkeit meist 1-6 cm) bestimmt werden. So zum Beispiel die direkt südlich der frontalen Sandsteinzyklen der Nördlichen Ketama-Einheit gelegenen Tonschiefermassen im N von Ikaouen (Fig.: 7). Sie entsprechen nicht etwa dem Hangenden der invers gelegenen Sandsteine sondern lagern normal und müssen deshalb tektonisch separat (zur Frontalen Ketama-Einheit gehörend) betrachtet werden.

Ostteil:

Einen guten Einblick in die Tektonik der untersten und südlichsten Mergel- und Tonschiefer gewinnt man entlang der Piste zwischen Dhar Souk und Targuist im Bereich des Jbel el Harras Lamalka (Fig.: 7, Querprofil Nr. 3). Hier sind die Schiefer subhorizontal gelagert und werden durch zahlreiche vertikale Bruchflächen im Meter-Bereich verstellt. Weiter nördlich, in der Gipfelregion des Jbel el Harras Lamalka sind drei markante, S-vergente Falten zu beobachten. Nördlich davon sind nur noch leichte, wellenförmige Verfaltungen festzustellen (FA: SW-NE, horizontale Lagerung). Zwei Kilometer südlich der Kreuzung mit der Strasse Targuist - Beni Ammart endet dieser tektonische Typus an einer grösseren vertikalen Bruchfläche. Nördlich dieser Fläche folgen noch Tonschiefer und Sandsteine des Aptian, gefolgt von einer Abfolge dünnbankiger Kalke des oberen Albien (LEBLANC & WERNLI, 1980).

Direkt im N davon markieren dann die ersten mächtigen Sandsteinzyklen den S-vergenten, liegenden Isoklinalfaltentyp der Nördlichen Ketama-Einheit (Fig.: 7, Querprofil Nr. 3).

Bruchtektonik

Auch hier hat ANDRIEUX (1971) wegweisende Arbeit geleistet. Als drittes tektonisches Ereignis beobachtete er nach den ersten zwei Faltungsphasen eine Bruchphase während des "oberen Mittel-Helvetian". Die meisten dieser Brüche weisen vertikale bis subvertikale Bruchflächen auf und sind in SSW-NNE-Richtung angeordnet. Morphologisch sind sie die Ursache zu N-S-gerichteter Talbildung. Die Brüche sind das Ergebnis sinistraler Bewegungen und verlaufen meist gradlinig. Daneben erkennt man vor allem im E-Teil der Einheit untergeordnet SW-NE-verlaufende Denhnungsbrüche.

Seltener hingegen sind gleichzeitig entstandene NW-SE-verlaufende Brüche anzutreffen. In der tonschieferreichen Frontalen Ketama-Einheit sind diese Bruchsysteme lokal nur schwer zu finden. Oft ist eine Störungszone nur anhand verstellter Tonschieferpakete und lokal stark wechselndem Clivage zu bemerken. Häufig sind solche Bruchzonen auch Ort jüngerer tektonischer Bewegungen. Die Angaben von ANDRIEUX (1971) bezüglich Häufigkeit der Brüche innerhalb der Nördlichen Ketama-Einheit muss aus diesem Grund mit Vorsicht interpretiert werden.



Fig. 7: Querprofile der Ketama-Einheit. Die Spuren der Profile sind in Fig. 4 eingezeichnet. Gut sichtbar ist hier die Überschiebung der Nördlichen Ketama-Einheit auf die Frontale Ketama-Einheit.
(Darstellung der Serien des Berriasian bis und mit Barremian: weiss / Darstellung der Serien des Aptian: leicht grau schattiert)

2.3 Tisirène-Decke

Einführung

Die wichtigste Flysch-Decke des zentralen Rif ist die Tisirène-Decke. Südlich der Meerenge von Gibraltar ist sie zwischen Tanger und Ceuta aufgeschlossen. Von dort aus führt sie in südöstlicher Richtung bis Al Hoceima. Ihre N-Grenze fällt nur gerade zwischen El Jabha und Torres el Kela mit der Mittelmeerküste zusammen. Sonst hingegen wird ihre nördliche Grenze durch die Internen Einheiten nach S zurückgedrängt. Zwischen El Jabha und Bab Taza wird die Tisirène-Decke durch die subvertikale Störungszone ("Accident de Jabha") von der "Dorsale Calcaire" abgetrennt. Südliche Begrenzung ist die Ueberschiebung auf die Ketama-Tanger-Einheit oder auf die tektonisch dazwischengeschaltete Chouamat-Decke.

Die Mächtigkeit der Tisirène-Decke beträgt ca. 2000 m. Die Basis der Decke besteht aus mikritischen Filament-Kalken, Mergeln und Radiolariten des Mittel- und Oberjura. Darüber folgen Wechselagerungen von Kalken, Mergeln und Tonen (Tithonian, Berriasian), in die sich gegen das Hangende hin Sandsteinbänke einschalten. Sie markieren den Beginn einer Flyschsedimentation spezieller Prägung. Diese Sedimentation dauert bis ins Albian an.

Die ersten tektonischen Beobachtungen stammen von BLUMENTHAL, FALLOT und MARIN (1930). Dabei beschreiben sie bereits die Ueberschiebung der nördlichen sansteinreichen Serien (heutige Tisirène-Decke) auf die Schiefer der "Zone marno-schisteuse" (heutige Nördliche Ketama-Einheit). FALLOT (1937) gibt über die gleichen Flyschmassen eine grobe tektonische Uebersicht. Erst 1939 begründen DURAND DELGA und MATTAUER den Begriff der "Nappe du Jbel Tisirène". Sie bezeichnen damit die höchste und nördlichste der nach SW übereinandergeschobenen Einheiten.

Die wichtigste tektonische Uebersicht liefert ANDRIEUX (1971). Für ihn ist die Tisirène-Decke eine typische Gleitdecke. Er teilt sie in seinem paläogeographischen Modell den "Nappes ultrarifaines" zu und sucht ihre Herkunft jenseits der internen Zonen, das heisst im Bereich der heutigen Alboran-See.

Er deutet ihre tektonische Geschichte folgendermassen:

Vor der Dislokation	Druckphase	- Chevronfalten - beginnende Schieferung
---------------------	------------	---

Während der Dislokation	Dehnung	- normale Bruchflächen: Horst- und Graben- bildung - basale Abscherung vom Untergrund
	Kompression	- Bildung weiträumiger Falten (Schuppen): Dynamometamorphose
Nach der Dislokation	Druckphase	- "post-nappes"-Schuppen - Ausbildung grossräumiger Falten
	Dehnung	- Ausbildung vertikaler, in N-S-Richtung ver- laufender Bruchsysteme

Kontakt zur Unterlage

Im allgemeinen liegt die Tisirène-Einheit direkt auf der Ketama-Tanger-Einheit auf. Westlich des Jbel Chouamat liegt über ihren Oberkreide-Sedimenten die Tisirène-Decke. Im SE des Jbel Chouamat schneidet die Tisirène-Decke jüngere Unterkreide-Sedimente der Nördlichen Ketama-Einheit an.

Die Ketama-Schiefer werden durch einen invers gelagerten Schenkel einer SE-vergenten Faltenstirn der Tisirène-Decke inklusive auflagerndem Chouamat-Material überlagert (Jbel Bougarda). Dennoch scheinen die Ketama-Schiefer durch die Tisirène-Ueberschiebung ausserhalb einer ca. 40 m mächtigen Kontaktzone mit erhöhter Tektonisierung grösstenteils wenig beeinflusst worden zu sein, da die gemessenen ursprünglichen Schieferungen der beiden Einheiten zueinander diskordant liegen.

Oestlich des Jbel Bougarda tritt dann meist die Chouamat-Decke als direkte Unterlage auf. Dasselbe gilt für den Bereich zwischen Tanger und Ceuta, wo Tisirène-Fragmente direkt auf der Melloussa-(Chouamat-) Einheit liegen.

Westlich respektive südlich der "Chafne du Haouz" und der "Dorsale Calcaire" überlagert die Tisirène-Decke gegen S die "Tanger-interne-Einheit"; den paläogeographisch nördlichst gelegenen Abschnitt innerhalb der Externen Domäne. Ueber der gleichen Unterlage liegt auch die weit nach SW überschobene Masse des Jbel Tisirène.

Aufbau der Decke

Betrachtet man den Aufbau der Tisirène-Decke entlang der Mittelmeerküste, so ist es schwer ihre Lagerungsverhältnisse südlich El Jabha mit denjenigen südlich Torres el Kela und Beni Boufrah zu korrelieren. Die Ursache hierfür liegt in den im N und E des Jbel Chouamat auftretenden N-S-verlaufenden Brüchen. Diese entstanden während der Deckenbewegung. Das führt in W-E-Richtung zu unterschiedlichen tektonischen Entwicklungen.

Südlich von El Jabha fallen die Sandsteinsequenzen der Tisirène-Einheit mit 45° - 60° gegen N bis NNW zum Mittelmeer ein. Gute Beobachtungsmöglichkeiten hat man entlang der Verbindungsstrasse zwischen Ketama und El Jabha. So können beim letzten Abstieg der Strasse nach El Jabha insgesamt fünf Tisirène-Schuppen unterschieden werden (Fig.: 8). Die zwei nördlichsten Schuppen fallen mit maximal 60° gegen N ein. Südlich anschliessend folgen drei weitere, flacher gelagerte Schuppen. Wie in der Nördlichen Ketama-Einheit handelt es sich um normal liegende Schenkel S-vergenter Isoklinalfalten, die kurz nach der Faltenstirn vom inversen Schenkel abgetrennt worden sind. Dabei sind die Abscherungsflächen und Gleithorizonte auf die tonschieferreichen Serien konzentriert.

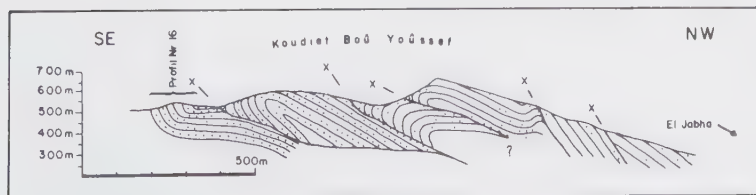
Die Mächtigkeit der Schuppen liegt zwischen 150 m und 250 m. Gegen SE dann schliessen sich weitere Schuppen gleichen Baues an. Sie sind aber von bedeutend grösserer flächenmässiger Ausdehnung. So zählt man bis zur S-Grenze der Tisirène-Einheit noch fünf weitere, jedoch grossräumigere Schuppen. Bei ihnen besteht die Untergrenze meistens aus Wechsellagerungen oberjurassischer bis unterkretazischer Mergelschiefer und Kalke. Die Obergrenze liegt meist in Sandsteinzyklen "mittelkretazischen" Alters (Aptian, Albien). Die Mächtigkeit dieser Schuppen beträgt im Mittel ebenfalls ca. 250 m. Die Scholle des Jbel Tisirène selbst ist nicht in diesen Schuppenbau einbezogen. Sie findet sich im NW von Bab Berret weit gegen S auf die Oberkreide-Formationen der Ketama-Tanger-Einheit vorgeschoben. Die ganze Serie liegt normal und fällt mit nur etwa 10° - 15° gegen NE ein. Während der Ueberschiebung bildete sich im tiefst gelegenen Teil der Serie (Uebergang vom Tithonian ins Berriasian) eine interne, subhorizontale Ueberschiebungsfläche aus. Dabei sind aber nur geringmächtige Sequenzen des unteren Profiltails verloren gegangen. Der darüber liegende Teil des Jbel Tisirène-Profiles ist tektonisch weitgehend ungestört und gibt den Blick auf eine Abfolge von 900 m Unterkreide-Flysch frei. Tektonisch ähnlich verhält sich die Tisirène-Decke auch unmittelbar östlich des Jbel Chouamat.

Südlich der "Chaine Calcaire des Bokoya" (Umgebung von Rouadi) sind ebenfalls steilgestellte Tisirène-Schuppen zu beobachten. Der mangelnden Aufschlüsse wegen können aber hier die einzelnen Faltenschenkel in keinen grösseren tektonischen Zusammenhang gebracht werden.

Entlang der Strasse zwischen Ketama und Targuist stellt man hier zahlreiche geringmächtige Schuppenreste fest. Ihre Lagerung ist sehr unregelmässig und lateral nicht verfolgbar, da häufig die bereits erwähnten Bruchsysteme das Gebiet durchlaufen.

Im Gebiet von Ksar-es-Srhir liegen einzelne Teile der Tisirène-Decke isoliert und scheinbar ungeordnet der Beni Ider-Einheit auf. Die einzelnen Pakete sind reich an mächtigen Sandsteinbänken und verhalten sich absolut starr.

Fig. 8: Querprofil südöstlich El Jabha; Schuppenbau innerhalb der Tisirène-Einheit (Profil Nr. 16)



2.4 Chouamat-Decke

Einführung

1962 führten ANDRIEUX und MATTAUER den Begriff der Chouamat-Decke ein. Der Name stammt vom ca. 14 km nordnordöstlich von Ketama an der Strasse nach El Jabha gelegenen Jbel Chouamat (1585 m ü.M.). Hier soll die Decke auch ihre grösste Mächtigkeit aufweisen. 1965 postulierte DURAND DELGA dann den neuen Ausdruck Melloussa-Chouamat-Decke.

Beziehungen zur Unterlage

ANDRIEUX und MATTAUER (1962) lieferten von unten nach oben folgende lithostratigraphische Unterteilung der Chouamat-Decke:

- Member a) "un flysch schisto-gréseux épais de plusieurs centaines des mètres, caractérisé par des schistes verdâtres alternant avec des grès quartzites à patine noirâtre ou rouille. Les grès quartzites du sommet de ce flysch sont caractérisés par leur patine noire, leur cassure grasse et verdâtre et la finesse des moulures et pistes qui ornent leur base;"
- Member b) "une série schisteuse donnant des couleurs vives, bleutées, au paysage et contenant des nodules ferrugineux, des bancs de phanites et de calcaires microbréchiques;"
- Member c) "une série marno-schisteuse à intercalations de calcaires souvent microbréchiques et de grès calcaireux."

Dabei setzen sie Member "a" ins Albian, Member "b" ins Cenomanian/Turonian und Member "c" ins "Senonian".

Vergleicht man die Sedimente des Members "a" mit den Albian-Niveaux der Tisirène-Decke, so zeigt sich besonders in Bezug auf die Palynomorphen absolut kein Unterschied. Auch sedimentologisch sind sich diese Sequenzen identisch.

Da sich demnach die Datierungen des unteren Abschnitts der Chouamat-Decke mit denjenigen der oberen Glieder der Tisirène-Decke überschneiden, darf wohl eine tektonische Abgrenzung vorgenommen werden. Eine fazielle Trennung dieser beiden Einheiten jedoch ist nur beschränkt möglich.

Der Zeitpunkt der Sedimentation des unteren Chouamat-Members muss als lateral synchron zu derjenigen der oberen Tisirène-Einheit betrachtet werden. Dies steht in klarem Widerspruch zu der von ANDRIEUX (1971) gemachten Feststellung, wonach die Chouamat-Einheit nur jüngere Glieder als die Tisirène-Einheit enthalten soll (vergl. ANDRIEUX, 1971).

Die Definition einer eigenständigen Einheit auf Grund der Serie an der Typlokalität des Jbel Chouamat erscheint fragwürdig, erfüllt doch gerade der weitaus grösste Teil dieser Serie die eigentlichen "Chouamat-Kriterien" nicht. Da aber die Chouamat-Decke gegenüber ihrer "Tisirène-Unterlage" eine eigene tektonische Entwicklung durchgemacht hat, möchte ich dennoch darauf hinweisen, dass die Genese der Albion-Sedimente des "a"-Members (ANDRIEUX, 1971) der Genese der oberen Tisirène-Sedimente sehr ähnlich ist.

Südlich des Jbel Bougarda liegt unter dem Verkehrt-Schenkel einer S-vergerten liegenden Falte von Tisirène-Sandstein ebenfalls invers gelagertes Chouamat-Material (Kap. 2.3). Die Datierungen nach Pollen ergeben zwischen den beiden tektonischen Einheiten keinen Unterschied (durchgehend Albion). Es handelt sich deshalb auch bei diesem "a"-Member der Chouama-Decke um eine laterale Ergänzung zum obersten Teil der Tisirène-Decke. Anschliessend muss es zumindest in der Region des Jbel Bougarda zur gemeinsamen Verfaltung der beiden Einheiten gekommen sein. Sonst aber ist die Chouamat-Decke immer in normaler Lage zwischen der Tisirène-Decke und der Ketama-Tanger-Einheit zu finden.

3. STRATIGRAPHIE und SEDIMENTOLOGIE

3.1 Einführung zu den stratigraphischen und sedimentologischen Beschreibungen

3.1.1 Lithostratigraphie

In der vorliegenden Arbeit wird nur auf die Unterkreide-Serien der drei Einheiten eingegangen. Eine Uebersicht über die gesamten Abfolgen der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit sowohl in lithostratigraphischer als auch in biostratigraphischer Hinsicht wurde bereits durch ANDRIEUX (1971) gegeben.

Die folgenden stratigraphischen Beobachtungen beziehen sich auf die in Fig. 9 angegebenen Profile. Dabei handelt es sich durchwegs um Profile, die auch sedimentologisch von Interesse sind. Weitere stratigraphische Untersuchungen wurden lediglich zur Klärung der Detailtektonik vorgenommen. Diese Ergebnisse werden hier ebenfalls interpretiert.

3.1.2 Biostratigraphie

Eine vollständige Uebersicht über die Biostratigraphie der Ketama-, Chouamat- und Östliche Tisirène-Einheit wird nach den damaligen Kenntnissen von ANDRIEUX (1971) gegeben.

Da die vorliegende Arbeit eine palynostratigraphische Gliederung verfolgt, soll nur kurz und ergänzend auf die restlichen Datierungsmöglichkeiten der unterkretazischen Sedimente eingegangen werden.

3.1.3 Sedimentologie

Zur Rekonstruktion des paläogeographischen Bildes werden sedimentologische Beobachtungen benötigt. Durch die schlechten Aufschlussverhältnisse wird jedoch eine direkte Korrelation der einzelnen beobachteten Profile verunmöglicht. Dennoch soll versucht werden, mit Hilfe sedimentologischer Interpretation der einzelnen Profile eine Uebersicht über den Ablagerungsbereich der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit zu gewinnen. Da die betreffenden Einheiten aus reinen Flyschen oder flyschartigen Sedimenten be-

stehen, lehnt sich der sedimentologische Teil dieser Arbeit an die Systematik der aktuellen Flyschtheorien an.

A) Aktuelle Flyschtheorien

Transport- und Ablagerungsmechanismen

MIDDLETON & HAMPTON (1973) publizierten eine Uebersicht über die Mechanismen des durch Gravitation beeinflussten Flusses von detritischem Material. Innerhalb dieser "sediment gravity flows" oder "turbidity currents" s.l. differenzieren sie vier Arten von Transport- bzw. Ablagerungsmechanismen:

- "turbidity current" bzw. "-deposits"
- "fluidized flow" bzw. "-deposits"
- "grain flow" bzw. "-deposits"
- "debris flow" bzw. "-deposits"

Diese Haupttypen wurden durch HAMPTON (1975), LOWE (1976 a,b, 1979 b, 1982) und ENOS (1977) noch differenzierter umschrieben.

In den unterkretazischen Sandsteinzyklen der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit treten hauptsächlich die ersten beiden Ablagerungsarten auf. Oft liegen Kombinationen dieser Transport- und Ablagerungsmechanismen vor.

Faziestypen in Flyschablagerungen

Zum Studium der Turbidit-Fazies wurden die Publikationen von BOUMA (1962), MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975), WALKER & MUTTI (1973), RICCI LUCCHI (1975), MUTTI (1977, 1979), WALKER (1978), NILSEN (1980) und HISCOTT & GHIBAUDO (1981) beigezogen.

Unsere Analysen werden in der Folge mit den Faziestypen von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975) resp. MUTTI (1979) verglichen. Diese Kriterien erlauben die turbiditischen Ablagerungen faziell grob zu gliedern. Eine zu starke Spezialisierung der Fazies-Bereiche wird bewusst vermieden, da zu einer präzisen Rekonstruktion der Ablagerungsbereiche grossräumige und gut korrelierbare Aufschlüsse fehlen.

Nach diesen beiden Autoren können in turbiditischen Ablagerungen folgende Fazies-Typen unterschieden werden:

- FAZIES A1: - massive und mächtige Bänke mit grobkörnigen bis konglomeratischen Ablagerungen
 - schlechte bis mässige Sortierung der Komponenten
- FAZIES A2: - "pebbly mudstone"-Ablagerungen
- FAZIES B1: - mittel- bis grobkörnige, gut sortierte Sandsteine
 - "dewatering structures"
- FAZIES B2: - mittelkörnige Sandsteinbänke mit Pelit-Zwischenlagen
 - Sandsteinbänke bilden lentikuläre Körper
- FAZIES C1: - "klassische" Turbidite (T_{a-e} -Member, BOUMA, 1962)
 - mittlere Korngrössen
 - T_a -Member (BOUMA, 1962) dominierend
- FAZIES C2: - klare Sandstein-Pelit-Wechselagerung
 - T_a -Member (BOUMA, 1962) reduziert und gefolgt von den restlichen Bouma-Membnern
- FAZIES D1: - feinkörnige Sandsteine mit unvollständigen Bouma-Zyklen
 - hohes Sandstein / Pelit - Verhältnis
 - Uebergänge von Sandstein zu Pelit vorhanden
- FAZIES D2: - gleich wie D1, jedoch kleines Sandstein / Pelit - Verhältnis
- FAZIES D3: - ausschliesslich pelitisch
- FAZIES E: - unregelmässige, geringe Bankmächtigkeiten (teils linsenartige Körper bildend)
 - feinkörnige Ablagerungen, Strukturen ähnlich B
 - keine Gradierung
 - Bankoberseiten scharf begrenzt
- FAZIES F: - "chaotische" Ablagerungen inkl. "slumping"
- FAZIES G: - "basin plain deposits" (Pelite, Mergel, Kalke)

Detritische Tiefseesedimentation s.l. und Tiefseefans

Die Ablagerungen von sogenannten "deep-sea fans" waren in den letzten Jahren Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (WALKER, 1965; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; WALKER & MUTTI, 1973; RICCI LUCCHI, 1975; MUTTI, 1977, 1979; MUTTI & JOHNS, 1978; WALKER, 1978; NILSEN, 1980).

Diese Beobachtungen konnten in jüngster Zeit durch Studien in rezenten Ablagerungsgebieten bestätigt und verfeinert werden (NORMARK, 1970, 1974; NELSON & KULM, 1973; und viele andere).

Zur Klassifizierung der Ablagerungsbereiche zwischen Kontinentalabhang ("basin slope") und der Tiefsee ("basin plain") können die Publikationen von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975) und MUTTI (1977, 1979) herangezogen werden. Dies führt prinzipiell zu folgender Einteilung:

- "Inner fan facies association"
- "Outer fan facies association"
- "Basin plain facies association"

"Inner fan facies association"	- Vorkommen grosser "channels" ("tributary channels") - hauptsächlich Transport - zwischen den "channels" Ablagerungen der "interchannel area" - im Uebergang zum "outer fan": Gebiet des "channel-mouth bar"
"Outer fan facies association"	- Gebiet der "depositional and progradational sandstone lobes" und der "interlobe area" - Uebergang in "basin plain"
"Basin plain facies association"	- Vorwiegend Ablagerungen der Fazies G und D2 resp. D3

Um die Positionen der Profile innerhalb der Fazies-Assoziationen genauer beschreiben zu können, werden die Begriffe "proximal" und "distal" verwendet. Dabei sollen diese Ausdrücke nur die relative Position in Bezug auf das Festland im Sinne von NILSEN (1980) beschreiben (keine Fazies-Bezeichnung!).

B) Literatur bezüglich Arbeitsgebiet

Die Unterkreide-Formationen des zentralen Rif wurden lange Zeit schlicht als "Flysch schisto-gréseux typique" bezeichnet (DURAND DELGA, 1960). Ihre Genese stiess entweder auf wenig Interesse oder dann wurden sie ohne weiteres mit anderen europäischen Flyschen verglichen.

In paläogeographischen Diskussionen dienten diese Formationen als willkommene Indizien für "Tiefseetröge und Ozeane".

Neben ANDRIEUX & MATTAUER (1963) befasste sich auch SUTER (1965) eingehend mit detaillierten Ablagerungsproblemen der Tisirène- resp. der Ketama-Einheit. Besonders ANDRIEUX & MATTAUER (1963) lieferten eine Bestandsaufnahme der in diesen Einheiten gemessenen Strömungsrichtungen. Dabei unterschieden sie zwischen Strömungsmarken, die längs der hypothetischen Beckenachse und solchen die quer dazu gebildet worden sind. Paläogeographisch vertraten sie die Theorie "Ultra", das heisst, dass sie die Position des Flyschtroges (der Tisirène- und Chouamat-Einheit) nördlich der dorsalen Hochzone ansiedelten. Hier soll dann das detritische Material aus dem S resp. aus dem E in den in W-E-Richtung verlaufenden Flyschtrog geschüttet worden sein.

DIDON et al. (1973) publizierten eine generelle paläogeographische Uebersicht, in der sie die Bildungsgebiete der Tisirène- und Chouamat-Flysche in einer "Infra-Position" gegenüber der "Dorsale Calcaire" suchten. Sie folgten damit der Hypothese von DURAND DELGA (1966).

LESPINASSE (1975) beschrieb in seiner Arbeit über die "Zones externes" und "die Flysche zwischen Chefchaouene und Zoumi" neben dem Profil des Jbel Tisirène auch Profile von Tisirène-Schuppen nördlich Chefchaouene.

CHIOCCINI et al. (1980) gaben in ihrer Arbeit einen kurzen Ueberblick über die turbiditischen Sequenzen der "Mauretanischen Flysche" und der "Nappe numidienne". Resultat der Arbeit war eine Zusammenfassung der petrographischen und lithostratigraphischen Eigenschaften der betreffenden Serien.

C) Profilbeschreibungen

Um über den Sedimentationsprozess innerhalb der einzelnen Einheiten eine gute Uebersicht zu erhalten war das Studium möglichst vieler Aufschlüsse notwendig. Dabei wurden insgesamt über 40 Profile aufgenommen und untersucht.

Für die Interpretation der einzelnen Profile ist die Datierungsmöglichkeit ein wichtiges Kriterium. Diese Forderung konnte

namentlich in der Ketama-Einheit nicht immer erfüllt werden. Verantwortlich dafür ist eine stark fortgeschrittene Rekristallisation (Karbonisierung) der Palynomorphen. Dadurch wurde die Datierung vieler Proben verunmöglicht.

In der vorliegenden Arbeit werden insgesamt 17 ausgewählte Profile beschrieben.

Fig.: 5, 6, 10 geben eine Uebersicht über die Standorte der einzelnen Profile.

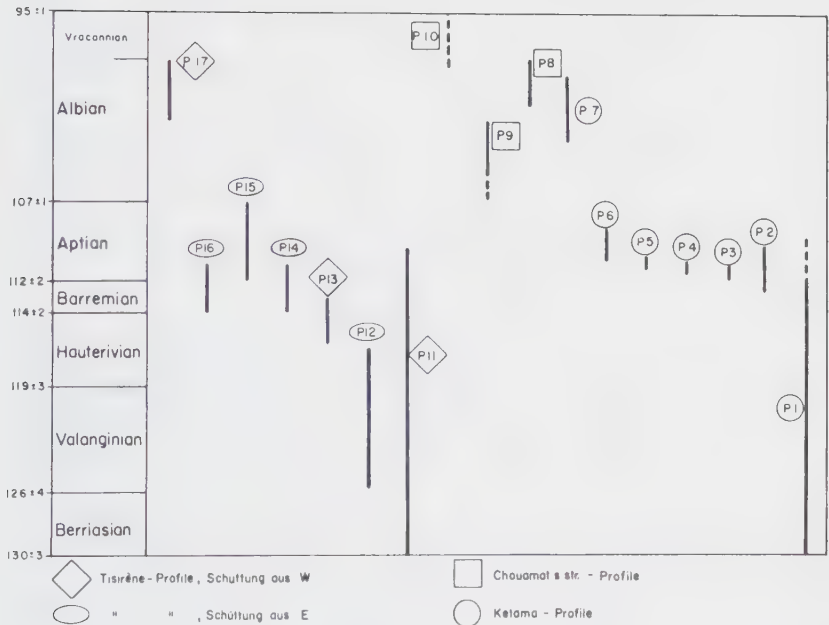


Fig. 9: Chronostratigraphische Gliederung der einzelnen bearbeiteten Profile. Die absolute Zeitskala (Ordnaten-Achse) basiert auf der Arbeit von ODIN & KENNEDY (1982).

Fig. 10: Profilpositionen der bearbeiteten Sammel- und Detailprofile. Profil Nr. 13 und Profil Nr. 17 (beide Tisirène-Profile) sind in Fig. 5 und 6 markiert.

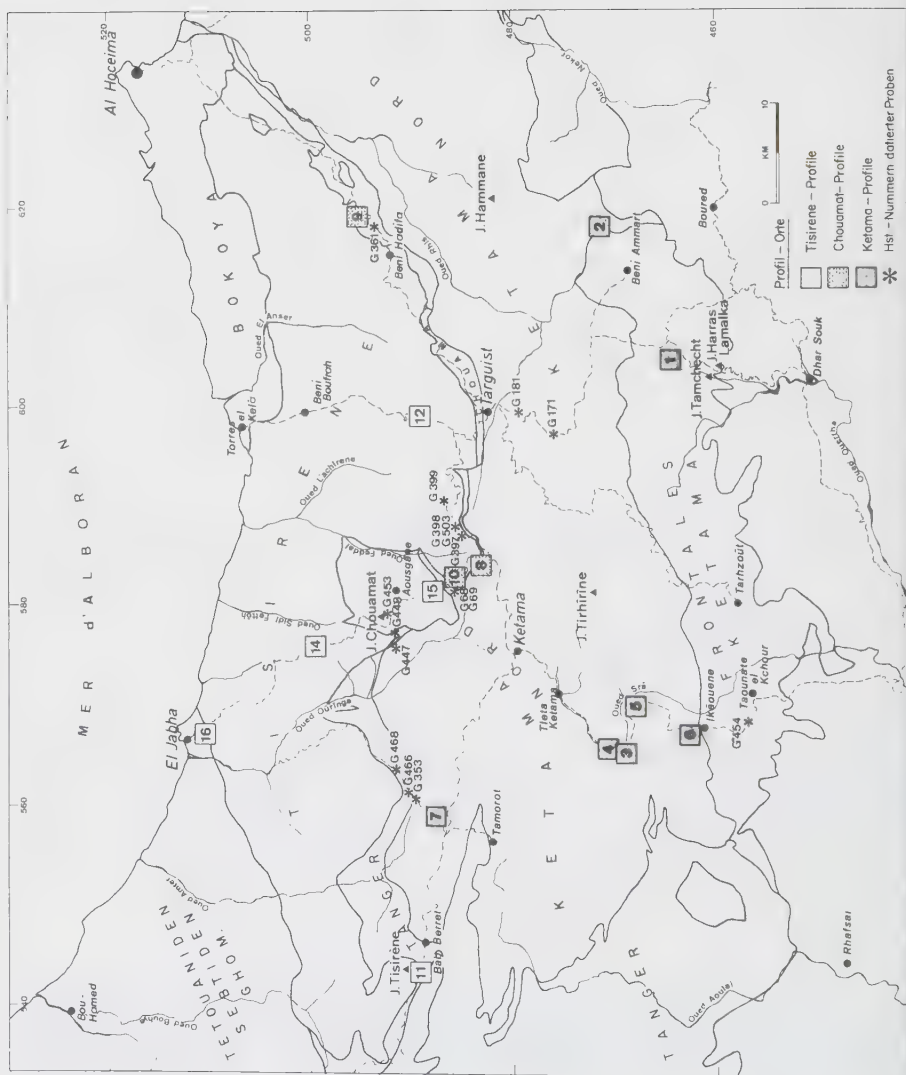
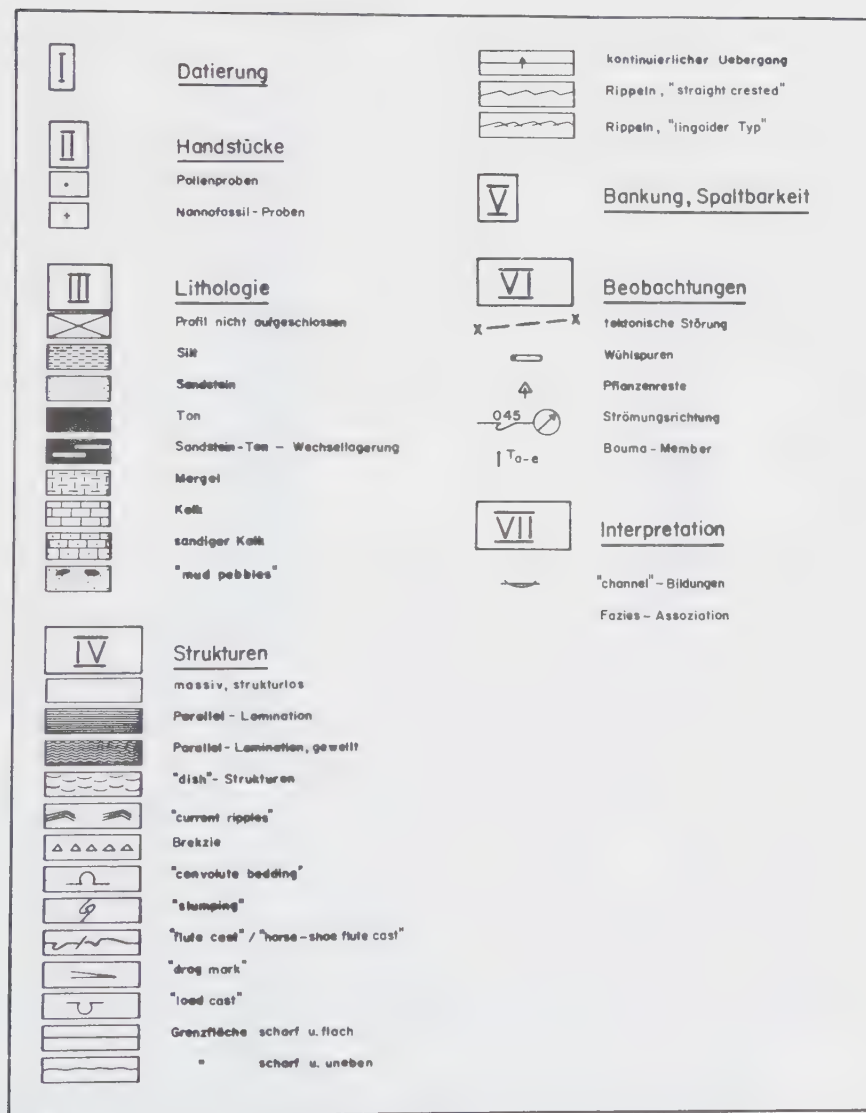


Fig. 11: Legende zu den bearbeiteten Detailprofilen



3.2 Stratigraphie und Sedimentologie der Ketama-Einheit

3.2.1 Lithologie der Ketama-Einheit

Die typischen unterkretazischen Ketama-Serien können entlang den Strassenverbindungen Bab Berret - Ketama und Ketama - Taounate beobachtet werden. Sie setzen sich hauptsächlich aus tonigen Serien und Sandstein-Einschaltungen turbiditischen Ursprungs zusammen. Die Mächtigkeit der Frontalen Ketama-Einheit beträgt ca. 800 m. Die Nördliche Ketama-Einheit hingegen weist lediglich eine Mächtigkeit von ca. 600 m auf. Diese Messung ist jedoch ungenau, da Ueberschiebungen innerhalb der Albian-Sedimente angenommen werden müssen. Die Frontale Ketama-Einheit (sehr gut entlang der Strasse Dhar Souk - Targuist aufgeschlossen) weist neben wenigen Sandstein-Einschaltungen zusätzlich feinsiltige Mergel und geringmächtige Kalkbänke auf.

Fig. 12, 13 : Sammelprofile der Nördlichen Ketama-Einheit und der Frontalen Ketama-Einheit.
Daneben wird auf die Detailprofile in Kap. 3.2.3 verwiesen.

Tone

Anwitterungsfarbe: wechselnd zwischen gelbgrau (5Y 7/2), grünlichgrau (5GY 6/1) und olivegrau (5Y 4/1)

Bruchfarbe : hellgrau (N7) bis mittelhellgrau (N6)

Die in schiefziger Form auftretenden Tone und deren Mineralgehalt wurde bereits durch CHIOCCINI et al. (1980) untersucht (hauptsächlich Chlorit-Vermiculit und Illit-Chlorit, daneben Chlorit, Illit und Kaolinit, sowie wenig Sepiolit).

Der Karbonatgehalt der meist feinsiltigen Ketama-Tone liegt durchschnittlich leicht über 1%. Nur ausnahmsweise wurde bei Tleta Ketama (Nördliche Ketama-Einheit) ein Karbonatanteil von annähernd 6% gemessen.

Die Abgrenzung der Tonlagen zu den Sandsteinen ist immer äusserst scharf. Kontinuierliche Uebergänge fehlen gänzlich.

Mächtigere pelitische Serien sind durch zwei verschiedene Schieferungen charakterisiert und spalten in stengelartige Bruchstücke (Griffelschiefer oder "schistes à frites").

Die Pelite des Albian enthalten häufig Konkretionen kugelig bis ellipsoider Form. Deren maximale Durchmesser betragen dabei 15 cm bis 30 cm. Im Aufbau dieser "Knollen" lassen sich zwei Variationen unterscheiden:

Fig. 12: Sammelprofil der Frontalen Ketama-Einheit. Dieses Sammel-Profil ist identisch mit Profil Nr. 1 (siehe Text).

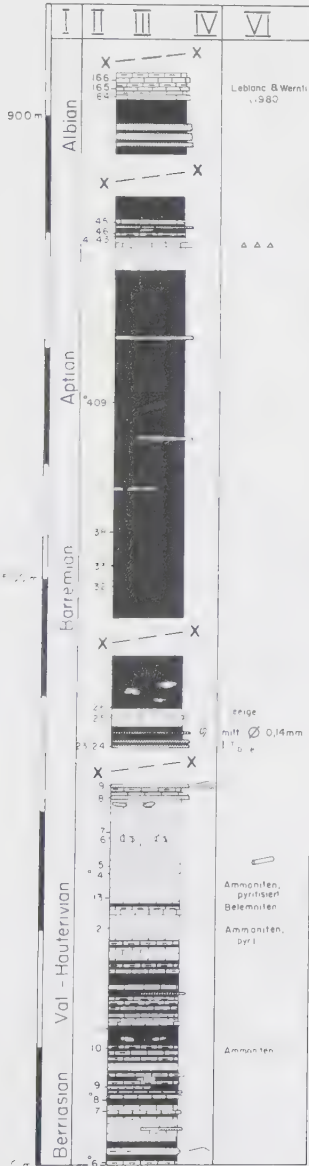
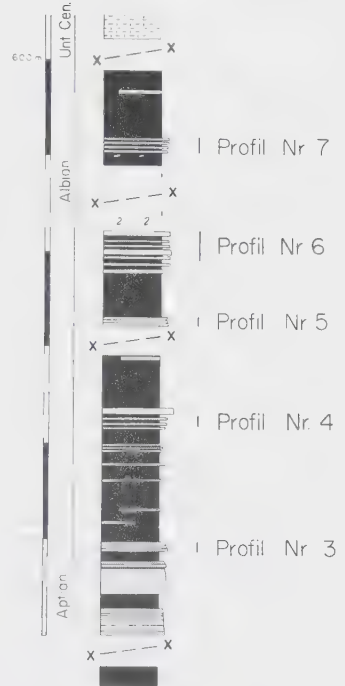


Fig. 13: Sammelprofil der Nördl. Ketama-Einheit mit Angabe der Detailprofil-Niveaux.



- Wechsellagernde, konzentrisch zueinander angeordnete Abfolgen von Eisen-Hydroxiden (Goethit, Limonit) und im frischen Zustand gelben, erdigen Verwitterungsrinden. Die Häufigkeit der erdigen Einschaltungen nimmt gegen das Zentrum der Konkretionen zu.
- Inhalt silifiziert und strukturlos, schwarze bis dunkelgraue Bruchfarbe.

Mergel der Frontalen Ketama-Einheit

Anwitterungsfarbe: gelbgrünlich (5GY 5/2)

Bruchfarbe : hellolivegrau (5Y 5/2)

Die Mergel sind häufig feinsiltig und im tieferen Teil der Frontalen Ketama-Einheit ebenfalls stengelig brechend (zweifache Schieferung). Sie sind reich an Belemniten und oxidierten Ammonitenresten.

Kalke der Frontalen Ketama-Einheit

Anwitterungsfarbe: gelblichgrau (5Y 7/2)

Bruchfarbe : variabel zwischen hell- und dunkelgrau (N5)

Hauptsächlich im 10 cm- bis 20 cm-Bereich gebankte, tonreiche Mikrite. Sie enthalten vielfach rekristallisierte Fossiltrümmer unbestimmbarer Art (Calpionellen, pelagische Foraminiferen etc.).

In den tiefer gelagerten Kalken der Frontalen Ketama-Einheit ist häufig detritischer Quarz zu finden. Der darin beobachtete Quarzdetritus weist einen maximalen Anteil von 1% auf (bei Korndurchmessern zwischen 0,025 mm und 0,075 mm). Die einzelnen Körner sind gerundet und vielfach sekundär korrodiert.

Die im oberen Teil von Profil Nr. 1 vorkommenden feinkonglomeratischen Kalke (Bankmächtigkeit zwischen 50 cm und 100 cm) enthalten neben Komponenten mit Durchmessern von 2 mm bis 8 mm (max. 10 mm) einen 25% bis 30%-igen Anteil an angularem Quarz (mittl. Durchmesser: 0,175 mm). Ausser einer sparitischen Matrix können zwei Arten von Komponenten unterschieden werden:

- Gut gerundete, mikritische Extraklasten, die ihrerseits feinen detritischen Quarz enthalten.
- Derbe Einkristalle biogenen Ursprungs (Echinodermen etc.).

Der Tonanteil ist schwankend; die tonreichen Stellen sind an ihrer gelbbraunen Anwitterungsfarbe erkennbar.

Sandsteine der Frontalen und Nördlichen Ketama-Einheit

Die Zusammensetzung der Sandsteine aller drei Einheiten ist sehr ähnlich, sodass eine Diagnose der Formationen nur aufgrund dieses Kriteriums nicht möglich ist. Die Hauptunterschiede werden durch lokal leicht veränderliche Mineralgehalte gegeben.

Wichtigste Mineralien sind Quarz und Feldspat. Die aus Feldspat entstehenden Umwandlungsprodukte verunmöglichen oft eine präzisere Darstellung der einzelnen unrsprünglichen Mineralanteile. Die Einschätzung des Rundungsgrades ist oft problematisch. Schuld daran ist die durch Umwandlungsprozesse (z.B. Ersetzung von Plagioklas durch Kalzit) verursachte Korrosion der Kristalle.

Analysen über den Mineralgehalt der Ketama- und Tisirène-Sandsteine wurden bereits durch CHIOCCHINI et al. (1980) publiziert. Daneben sind die Sandsteine durch ANDRIEUX (1971) beschrieben worden.

Anwitterungsfarbe: gelblichgrau (5Y 7/2 bis 5R 5/4)

Bruchfarbe : wechselnd zwischen grüngrau (5GY 6/1) und grau-olivegrün (5GY 5/2)

Die Strukturen der Sandsteine sind vielfach massig und "Bouma"-Zyklen sind nur unvollständig ("T_{c,d}", "T_{c,d,e}", "T_{b,c}").

Dabei weisen die einzelnen Sandsteinbänke Mächtigkeiten zwischen einigen cm und 3 m auf. Die eingemessenen Strömungsformen weisen klar auf Srömungsrichtungen aus S hin (siehe Kap. 3.2.3).

Die Sandsteine sind durch ihre Falten innerhalb der Nördlichen Katama-Einheit für die Ausbildung der W-E gerichteten Gratrücken verantwortlich.

Mineralogische Zusammensetzung der Ketama-Sandsteine

- Quarz:
- Anteil am Detritus zwischen 65% und 95%.
 - Körner meist monokristallin, untergeordnet polykristallin.
 - Stärkere Korrosion und Rekristallisation der Mineralkörner gegenüber den Sandsteinen der Chouamat- und Tisirène-Einheit.
 - Rundungsgrad: angular bis subangular, selten gerundet.
- Feldspat:
- Plagioklas- und Kalifeldspat-Anteil zusammen maximal 20% des Detritus.
 - Der starken diagenetischen Umwandlung wegen muss der ursprüngliche Feldspat-Anteil teilweise höher eingeschätzt werden.
- Glimmer:
- Biotit und Hellglimmer, Anteil maximal 3%.
 - Vielfach deformiert und chloritisiert ("Oxichlorit").
- Kalzit:
- Anteil oft bis zu 10%.
 - Durch Plagioklas-Umwandlung entstanden.
- "Matrix":
- Definiert als mikroskopisch nicht genau diagnostizierbare, kryptokristalline Grund- oder Füllmasse. Setzt sich aus ineinander verfilzten quarzitisch und serizitisch erscheinenden "Komponenten" zusammen und spricht oft leicht auf Feldspat-Färbung an.
 - Anteil zwischen 4% und 50%.
 - Neben einem tonigen Anteil sichtbare Chloritisierung der Hellglimmer-Komponenten.
 - Die Sandsteine der Nördlichen Ketama-Einheit erreichen mit Abstand die höchsten "Matrix"-Werte gegenüber den Sandsteinen der restlichen Einheiten.
- Limonitisierung:
- Ist in den Ketama-Sandsteinen häufig anzutreffen (teilweise Magnetit, bis 10%).
 - Sowohl primäre als auch sekundäre Mineralanteile sind limonitisiert.

Die Schweremineralien sind in Kap. 3.6.2 beschrieben.

3.2.2 Biostratigraphie der Ketama-Einheit

Mergelschiefer und Kalke der Frontalen Ketama-Einheit

Die folgenden Beobachtungen stammen ausschliesslich aus Profil Nr. 1 (Fig. 12).

In den Kalken der Profilbasis sind Reste von Calpionellen zu finden. Es handelt sich dabei um Calpionella alpina und fragile Reste von Crassicollaria intermedia. Dadurch ist in diesem Profil der Tithonian-Berriasian-Uebergang gesichert.

Daneben erscheinen unbestimmbare Reste planktonischer Foraminiferen und Trümmer feinschaliger Lamellibranchier.

Das in den Mergeln untersuchte Nannoplankton ist rekristallisiert und deshalb zur genaueren Bestimmung ungeeignet.

In den höher gelegenen Mergelschiefern kommen kleine Ammoniten der Gattung Spitidiscus vor. Die Bestimmung ist einigermassen gesichert, auch wenn durch die starke Oxidation dieses Ammoniten nur die innersten Windungen erhalten geblieben sind. Für diese Mergel kann deshalb sicheres Hauterivian-Alter angenommen werden.

Daneben finden sich Reste kleiner Turmschnecken, Belemniten und Muschelreste (Clamys archiaciana d'Orbigny).

Die aus mehreren Proben untersuchten Palynomorphen sind durchwegs karbonisiert und enthalten nur wenig bestimmbare Formen. Dennoch konnte mit Probe G 6 ein Alter zwischen Valanginian und unterem Barremian belegt werden (Microdinium cf. opacum, Mendicodinium sp. A, Classopollis, Dicheiropollis etruscus).

Die palynologischen Untersuchungen in den Kalken und Mergeln von Profil Nr. 2 (ebenfalls Frontale Ketama-Einheit) sind ergebnislos geblieben.

Pelite der Frontalen und Nördlichen Ketama-Einheit

In den pelitischen Einschaltungen aller Einheiten konnte nur ein Makrofossil gefunden werden.

Ungefähr in der Mitte von Profil Nr. 1 in schwach karbonatischen Tonschiefern wurde ein Seeigel der Gattung Toxaster oder Epiaster gefunden. Eine genaue Bestimmung ist des schlechten Erhaltungszustandes wegen unmöglich.

In den Tonschiefern sind Pollen, Sporen und Dinoflagellaten-Zysten hingegen besser erhalten. Anhand ihrer Untersuchung konnte eine zuverlässige Datierung der entsprechenden Sedimente erreicht werden.

So können in Probe G 409 (Profil Nr. 1) trotz starker Karbonisierung Classopollis, Clavatipollenites und Microdinium bestimmt werden. Dies führt zu einem Alter zwischen oberem Aptian und oberem Albian (Palynozonen F und G).

Probe G 159 (Profil Nr. 2) ergibt tieferes Albian anhand von Dinoflagellaten-Zysten der Gattung Druggidium (D. deflandrei) und mit Angiospermen-Pollen der Gattung Stellatopollis (St. cf. barghoornii).

Sandsteine der Frontalen und Nördlichen Ketama-Einheit

In reinen Sandsteinen sind keine Fossilreste gefunden worden.

3.2.3 Sedimentologie der Ketama-Einheit

Die sedimentologischen Eigenschaften der Frontalen und der Nördlichen Ketama-Einheit können nur ganz generell erfasst werden. Der Grund dazu liegt in den schlecht aufgeschlossenen Profilen die oft durch tektonische Störungen begrenzt sind.

Auch die Genauigkeit der chronostratigraphischen Korrelation von weit auseinanderliegenden Profilen mittels Palynomorphen ist beschränkt.

Die Profile der Frontalen und der Nördlichen Ketama-Einheit wurden anhand zweier N-S gerichteter Traversen erstellt:

- a) Osttraverse : Sie verläuft entlang der Piste, die von Dhar Souk aus zur Verbindungsstrasse Targuist - Beni Ammart führt. Hier liegen am Jbel Harras tonige Mergelschiefer ("Neokomian") über jurassischen Kalken. Diese Traverse erlaubt einen Einblick in den untersten Teil der parautochthonen Frontalen Ketama-Einheit (Südl. Ketama-Einheit, LEBLANC & WERNLI, 1980).
- b) Westtraverse: Sie beginnt 2 km südlich von Taounate el Kchour und führt entlang der "Route de l'Unité" nach Ketama. Dieses Profil gibt eine Uebersicht über den höheren Teil der Ketama-Einheit (Nördliche Ketama-Einheit; Alter: Aptian, Albien). Sedimentologisch aussagekräftig sind hier die in die dominierenden Pelitmassen eingeschalteten Sandsteine.

a) Osttraverse

Profil Nr. 1

Sammelprofil der Frontalen Ketama-Einheit (Alter: Berriasian - Albien)

Fig. 12

Koordinaten:

Profilbeginn 603'875 / 459'050

Profilende 607'000 / 469'600

Über oberjurassischen Kalken folgen die unterkretazischen Sedimente der Frontalen Ketama-Einheit. Im tiefsten Abschnitt sind es vor allem Wechsellagerungen von Ton- und Mergelschiefern mit Zwischenlagen von feinen Sandsteinbänken von 1 cm bis 5 cm Mächtigkeit. In diesen Sandsteinen mit lateral linsenförmig begrenzter Ausdehnung sind Parallel-Lamination und Kreuzschichtung sichtbar. Selbst geringmächtige Turbidite weisen oft "convolute bedding" und "load structures" auf.

Unterhalb der ersten grösseren Sandstein-Einschaltungen überwiegen die mergeligen gegenüber den tonig-siltigen Phasen. Dabei finden sich aber in sandsteinfreien Niveaux auch zyklische Abfolgen von Kalklagen (wenig Quarzdetritus), Mergeln und Peliten.

Die ersten zwei bedeutenden Sandstein-Einschaltungen setzen bei ca. 300 m nach Profilbeginn ein. Sie haben eine Mächtigkeit von je 2 m und weisen amalgamierte Bänke von je ca. 25 cm auf. Die untersten Abschnitte sind massig. Erst im Hangenden zeigen sich unter den gewellten Bankoberseiten Strömungsrippeln. Daneben treten häufig "mud pebbles" in Erscheinung.

Der unter dem ersten Sandsteinzyklus gelegene kalkige Tonschiefer ist zudem von Sandsteinknollen des darüber folgenden Typus durchsetzt. Es handelt sich hier um durch Gravitationsbewegung isolierte "load casts" des Hangenden.

In den nachfolgenden ca. 100 m mächtigen Ablagerungen folgen zahlreiche ähnliche Turbidite. Typische "pebbly mudstone"-Fazies wird hingegen nicht beobachtet. Die Mergelfazies weicht anschliessend einer tonigen Phase, in welche feine sandige Turbidite des "D1"-Typus (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) eingelagert sind.

Bedingt durch den hohen Gehalt an organischen Stoffen zeigt sich in diesen Ablagerungen eine gut sichtbare Parallel-Lamination. Dabei bildet der quarzreiche Detritus helle, derjenige mit hohem organischen und tonigem Anteil dunkle Lagen. Auf diese Weise zeigt sich im quarzreichen Sediment eine leichte Boudinierung (Fig. 14).

In der weiteren Fortsetzung des Profils dominieren ausschliesslich Pelite mit seltenen Einschaltungen von geringmächtigen turbiditischen Sandsteinen. Diese Eintönigkeit wird nur durch zwei aufeinander folgende karbonatische Feinkonglomerat-Schüttungen unterbrochen.

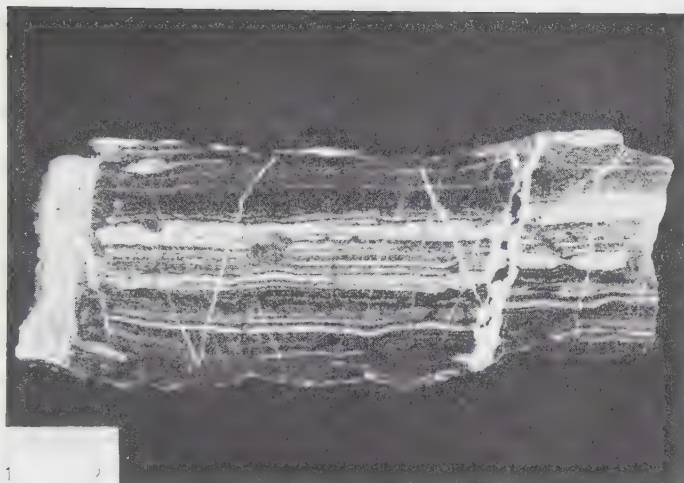


Fig. 14: Anschliff einer geringmächtigen, parallel laminierten Sandsteinbank. Die Wechsellagerung von quarzreichen (hell) mit tonreichen Lagen (dunkel) ist gut sichtbar. Rechts im Bild ist die erwähnte Boudinierung einer quarzreichen Lage zu beobachten.

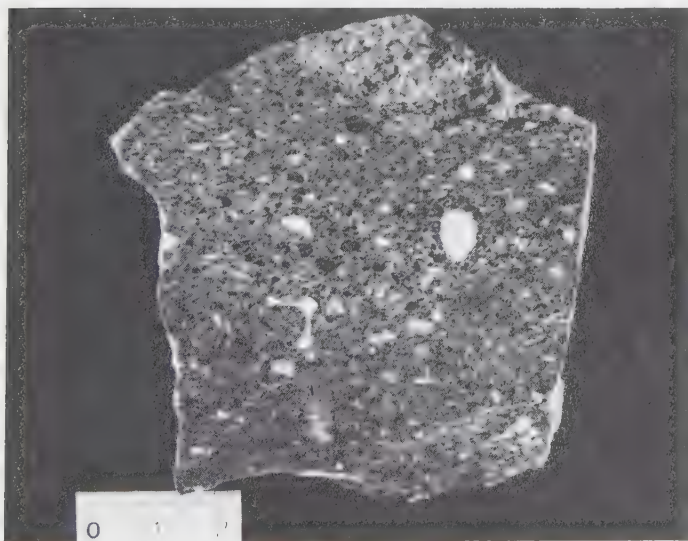


Fig. 15: Anschliff des erwähnten Feinkonglomerates mit karbonatischen Komponenten. Neben einer sparitischen Grundmasse sind gut gerundete, mikritische Extraklasten (meist dunkel) und derbe Einkristalle biogenen Ursprungs (hell) zu sehen.

Diese Einschaltung kündigt sich innerhalb der Pelite durch das erneute Auftreten von Mergeln an. Das Feinkonglomerat der ersten Bank (mittlerer Durchmesser der Komponenten: 2,5 mm) ist ungradiert und setzt sich zu gleichen Teilen aus grobkristallinen, biogenen Komponenten und mikritischen Extraklasten zusammen (vergl. Kap. 3.2.1).

Die zweite Feinkonglomerat-Schüttung weist noch grössere Komponenten auf (mittlerer Durchmesser der Komponenten 4 mm bis 7 mm). Auch hier ist keine Gradierung feststellbar. Darnach geht die Mergelsedimentation wiederum in tonige Ablagerungen über.

Das Profil endet an einer grossen vertikalen, in NW-SE gerichteten Störung. Diese bildet die Grenze zu den karbonatischen Albian-Sedimenten von LEBLANC & WERNLI (1980), die ihrerseits von Sandstein-Einschaltungen unterlagert sind.

Profil Nr. 2

Sammelprofil 4,5 km nordöstl. Beni Ammart

Fig. 17

Koordinaten:

Profilbeginn 616'650 / 471'000

Profilende 617'250 / 471'625

Dieses Profil gibt einen Einblick in den Bereich zwischen oberem Barremian und unterem Aptian der Frontalen Ketama-Einheit. Doch weist auch dieser Aufschluss etliche tektonische Störungen auf, liegt er doch unmittelbar südlich einer S-vergenten Isoklinal-falte, gebildet aus Sandsteinen der Nördlichen Ketama-Einheit.

Unterer Profilteil (0 - ca. 340 m)

Das Profil setzt mit einer intensiven Wechsellagerung von Mergel- und Tonschiefern ein. Dabei sind in den Mergelschiefern häufig feine mikritische Kalkbänke (Mächtigkeit 8 cm bis 20 cm) anzutreffen. Die Bankunter- und Obergrenzen sind mit wenigen Ausnahmen unscharf und schwer zu definieren.

Oberer Profilteil (340 m - 540 m)

Hier werden die ersten Sandschüttungen durch geringmächtige und klar abgegrenzte kanalisierte Turbidite eingeleitet. Dabei ist nur Parallel-Lamination erkennbar. Die bedeutenden Sandlieferungen setzen erst im obersten Teil des Profils ein. Dabei kann ein Sanstein/Pelit-Verhältnis von 6:1 beobachtet werden. Es sind Sandsteinbänke mit Mächtigkeiten zwischen 2 cm und 20 cm, die durch dünne Lagen (2 cm bis 4 cm mächtig) aus siltigem Ton voneinander getrennt sind. Ober- und Unterseiten der lateral immer noch häufig auskeilenden Sandsteine sind scharf abgegrenzt. Die Struktur einer repräsentativen Sandsteinbank wird in Fig. 16 gezeigt. Hier folgen über basalen "climbing ripples" des "in-phase Typus" solche des "in-drift Typus". Nach einer kurzen und relativ stark erosiven Phase werden diese "climbing ripples" durch Parallel-Lamination überlagert. Oft sind schon bei geringmächtigen Sandstein-Einschaltungen feine "load casts" zu beobachten. Diese Squeenzen erinnern stark an die Abfolgen typischer Tempestite (EINSELE & SEILACHER, 1982). Da das Festland in diesem Fall nicht allzu weit entfernt liegt, muss die Möglichkeit solcher Ablagerungen mindestens in Betracht gezogen werden. Merkwürdig jedoch ist die absolute Abwesenheit irgend welcher biogener Trümmer oder Komponenten.



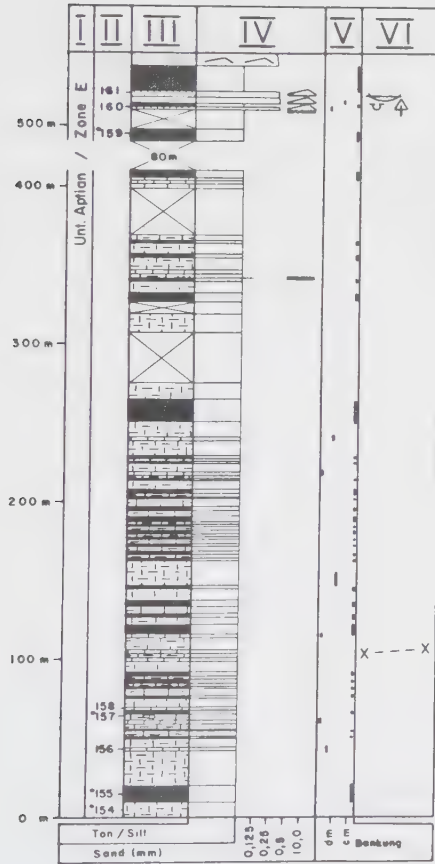
Fig. 16: Schön ausgebildete "climbing ripples" in geringmächtiger Sandsteinbank (siehe Text).

Interpretation von Profil Nr. 1 und Nr. 2

Die sandigen Ablagerungen der Frontalen Ketama-Einheit sind typisch für die Fazies "D" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Die vereinzelt beobachteten Serien amalgamierter Turbidite mit recht wenig Rippel-Lamination im oberen Teil können als Ablagerungen kurzfristiger "Fan-Vorstösse" interpretiert werden. Dabei muss andeutungsweise mit beginnendem Einfluss der Fazies "C2" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) gerechnet werden.

Fig. 17:

Profil Nr. 2

Sammelpprofil 4,5 km nordöstlich
Beni Ammart

b) Westtraverse (Aptian-Albian-Anteil der Frontalen
und der Nördlichen Ketama-Einheit)

Die Frontale Ketama-Einheit ist entlang dieser Traverse "Route de l'Unité") fast ausschliesslich durch Pelite vertreten. Die sandigen Einschaltungen beschränken sich auf seltene Sandsteinlinsen. Ihre laterale Ausdehnung beträgt jeweils etwa 50 cm bis 100 cm und die Mächtigkeit variiert meist zwischen 1 cm und 5 cm. Oft sind in diesen Ablagerungen Kreuzschichtungen zu erkennen. Sedimentologisch und stratigraphisch gelten die beobachteten Profile als Äquivalent der bereits im oberen Teil von Profil Nr. 1 beschriebenen Ablagerungen. Die nachfolgenden Beobachtungen konzentrieren sich deshalb auf den höheren turbidithaltigen Teil der Nördlichen Ketama-Einheit. Dabei sollen die charakteristischen Sedimentationstypen dieser Einheit anhand einer repräsentativen Auswahl von Detailprofilen diskutiert werden. In den intensiv verfalteten Serien ergibt sich von unten nach oben folgende stratigraphische Reihenfolge der Profile:

Profil Nr. 3: Unmittelbar südlich des Strassentunnels
der "Route de l'Unité"

Profil Nr. 4: 750 m nördlich des Strassentunnels

Profil Nr. 5: Entlang der "Route de l'Unité" am NNE-
Ausläufer des Jbel Aaloul

Profil Nr. 6: Südlichst gelegener und invers gelagerter
Sandsteinzyklus ca. 1 km nördlich Ikâouene

Profil Nr. 7: Stratigraphisch höchst gelegenes Profil
600 m östlich Bab Ti Archâne

Die Position der Profile kann in Fig. 10 kontrolliert werden.

Profil Nr. 3

Detailprofil unmittelbar südlich
des Strassentunnels der "Route de
l'Unité" zwischen Ikâouene und Tleta
Ketama

Fig. 20

Koordinaten: 566'050 / 469'075

Sequenzen im Liegenden

Das Profil stammt aus dem obersten Teil einer ca. 80 m mächtigen turbiditischen Abfolge. Dieser Zyklus bildet eine SW-vergente, stark tektonisierte Falte (Fig. 18, 19) die vom eingangs erwähnten Tunnel durchfahren wird. In dieser Abfolge sind drei Turbidit-Phasen ("bedset" - CAMPBELL, 1967) anzutreffen.

Der erste und tiefst gelegene Zyklus hat eine Mächtigkeit von 17 m, der mittlere eine Mächtigkeit von 35 m. Dazwischen liegt eine 10 m mächtige Einschaltung von Tonschiefern.

Die Mächtigkeit der häufig amalgamierten Turbidite ("bed" - CAMPBELL, 1967) liegt zwischen 20 cm und 3 m. Die durch Amalgamation der einzelnen Sandsteinlagen ("bed") bedingte Absenz der Pelite verunmöglicht die Beobachtung von "bottom marks". An Innenstrukturen sind nur an einer einzigen Stelle planparallele Laminationen erkennbar.

In einem Abschnitt mit Flaserlamination zeigen sich zudem "dish structures" (LOWE & LoPICCOLO, 1974). An ihrer Oberseite folgen "channel"-ähnliche Erosionsformen, die durch Sande mit deutlich sichtbarer Parallel-Lamination aufgefüllt und überlagert werden.

Profilbeschreibung

Profil Nr. 3 ist durch eine 10 m mächtige Pelitlage von der mittleren Sandstein-Sequenz getrennt. Es zeigt eine turbiditische Abfolge aus der Endphase einer längeren Schüttungsperiode während des Aptian. Dabei folgen über der gewellten und leicht erosiven Unterseite feine Strömungsrippeln, die sich gegen oben verlieren und einer massigen (ev. planparallel laminierten ?) Struktur weichen. Diese Erscheinung kann bei fast allen folgenden Turbiditen beobachtet werden. Dies gilt auch für die "load casts", welche sich trotz der fehlenden Pelitzwischenlage in die unterlagernden Sandsteine einprägen konnten. Anhand der "load cast"-Bildung innerhalb der unkonsolidierten Unterlage muss auch hier eine rasche Sandablagerung angenommen werden. Die Gradierung innerhalb der einzelnen Bänke ist im allgemeinen undeutlich.



Fig. 18: Die aus drei Sandsteinzyklen (markiert) bestehende SW-vergente Falte innerhalb der Nördlichen Ketama-Einheit. Der Verlauf der Strasse und der aus Zyklus Nr. 2 bestehende Tunnel sind gut sichtbar.



Fig. 19: Ausschnitt aus der Sandsteinfalte oberhalb Zyklus Nr. 3. Dieses Bild soll die intensive Verfältelung der Sandstein-Serien demonstrieren.

Interpretation

Die Amalgamation der einzelnen Sansteinbänke und die massigen Sequenzen an der Basis der Turbidite zeugen vom klaren Dominieren episodischer Strömungen.

Die "dish structures" weisen auf Entwässerung relativ schnell abgelagerter Sandmassen hin (hohe Dichte).

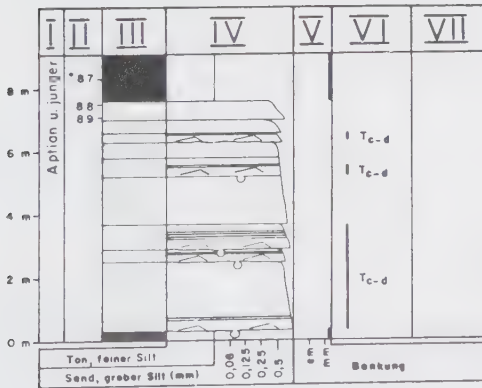
Zusammenfassend können diese Serien in den Ablagerungsbereich des "outer fan sandstone lobe" oder ins Umfeld des "mid-fan"-Bereiches gestellt werden.

Anschliessend folgen wiederum "basin plain deposits" mit vereinzelt, geringmächtigen Turbiditen vom Typ "D2" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975).

Fig. 20:

Profil Nr. 3

Unmittelbar südlich des Strassentunnels
der "Route de l'Unité" (Detailprofil)



Profil Nr. 4

Detailprofil 750 m nördlich des
Strassentunnels der "Route de l'Unité"

Fig. 21

Koordinaten: 566'450 / 470'050

Profil Nr. 4 wurde stratigraphisch 130 m höher als Profil Nr. 3 aufgenommen. Es stammt aus dem Normalschenkel einer S-vergenten Isoklinalfalte und steht stellvertretend für die nach den drei bereits beschriebenen turbiditischen Einschaltungen einsetzenden "basin plain deposits" des "D2"-Typus (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Das Sandstein/Pelit-Verhältnis liegt bei 1:4 bis 2:3. Dabei erreichen die einzelnen Sandsteinbänke ("beds") Mächtigkeiten zwischen 4 cm und 5 cm. Ihre Unter- und Oberflächen sind scharf begrenzt und leicht gewellt. An Strukturen sind planparallele Lamination und Kreuzschichtung (oft in Begleitung von "simple flaser bedding" und "lenticular bedding" (REINECK & SINGH, 1975) zu beobachten.

Unterer Profilteil (0 - 1 m)

Innerhalb von Profil Nr. 4 steigt die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinbänke leicht an, sodass die Innenstrukturen besser in Erscheinung treten. In den feinen Sandsteinlagen sind durch Wechselagerungen von Detritus unterschiedlichen Tongehaltes in der Lamination Ansätze zu Boudinage sichtbar.

Mittlerer Profilteil (1 - 1,5 m)

Die im Zentrum des Profils gelegenen Sandsteine von 15 cm resp. von 18 cm Mächtigkeit weisen im oberen Teil Schrägschichtung auf (L: 6 cm / H: 2 cm). An der Bankoberseite bilden sie Rippelmarken, die mit scharfer Grenze direkt von Peliten überlagert werden.

Oberster Profilteil (1,5 - 2,5 m)

Dies ändert sich bei den obersten beiden Turbiditen. Hier folgen nach einer geringmächtigen und schwachen "in-phase"-Rippellamination "climbing ripples" vom Typ "laminae-in-drift". Darüber schliesst eine feine planparallele Lamination die unvollständige Turbidit-Sequenz gegen die nachfolgenden Pelite ab.

Interpretation

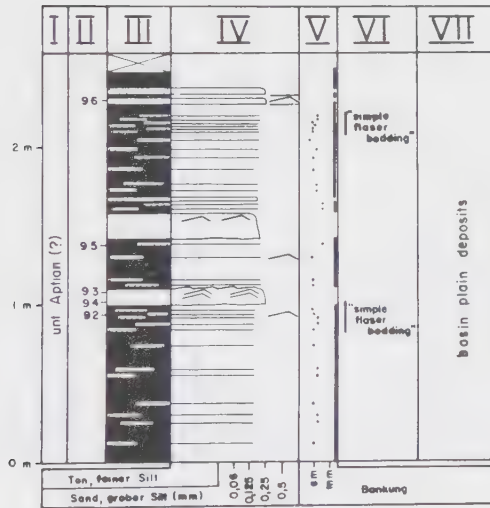
Bemerkenswert in diesem Profil sind die unterschiedlichen Sedimentationsmechanismen die zur Bildung der feinen Sandsteinbänke führten. Die geringmächtigen Sandsteinlagen zeugen von "zögernder" und "träger" Sedimentation ("simple flaser bedding"). MUTTI (1977) jedoch beobachtet ähnliche Strukturen in dünngebankten Ablagerungen, die er in die Region des "channel-mouth" stellt. Dies

sprache hingegen für zeitlich beschränkte "events".

Fig. 21:

Profil Nr. 4

Detailprofil 750 m nördlich des
Strassentunnels der "Route de l'Unité"



Profil Nr. 5

Detailprofil entlang der "Route de l'Unité" am NNE-Ausläufer des Jbel Aaloul.

Fig. 23

Koordinaten: 570'000 / 468'075

Das Alter dieses Profils konnte der fehlenden Palynomorphen wegen nicht bestimmt werden. Anhand tektonischer Interpretation kann es aber sicher in ein Niveau gesetzt werden das tiefer als Profil Nr. 6 und höher als Profil Nr. 4 liegt.

Beachtenswert sind die gemessenen Korngrößen der Sandsteine. Sie erreichen an der Basis der leicht gradierten Turbidit-Sequenzen Durchmesser von bis zu 1,75 mm. Dies ist der höchste der in den turbiditischen Ablagerungen aller drei Einheiten je gemessenen Werte. Trotzdem können ausser leicht gewellten Basisflächen keine typischen "channel"-Bildungen gefunden werden. Im unteren Profilabschnitt sind die amalgamierten Sandsteinbänke massig. An ihren Unterflächen sind häufig "load casts" anzutreffen. In der oberen Profilhälfte ist an der Basis der Sandsteine jedoch planparallele Lamination zu beobachten. Die Mächtigkeit der einzelnen gradierten Laminae beträgt 1,5 mm bis 2 mm (dominierender Korndurchmesser 0,2 mm bis 0,6 mm). Ueber dem parallel laminierten Abschnitt folgt eine Einschaltung von "bifurcated wavy flaser bedding" (Mächtigkeit ca. 0,5 cm; Fig. 22). Diese Flaserschichten werden durch zwei parallel gelagerte Laminae des vorangegangenen Typus überlagert. Anschliessend folgt unter Bildung leichter Erosionsformen eine grobe "foreset"-Rippel-Lamination von eindeutig feinerem Material.

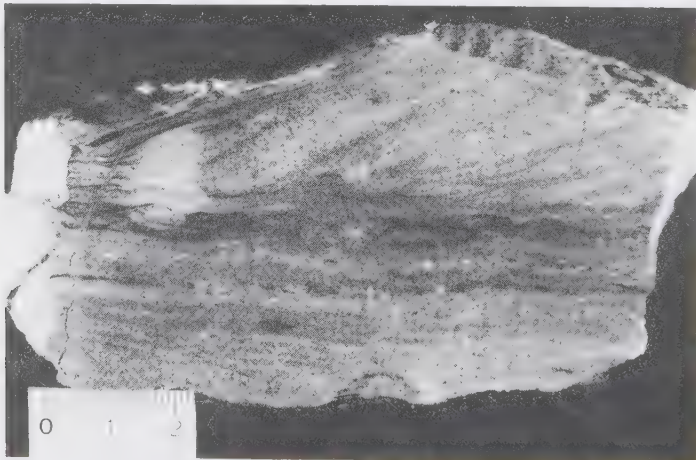


Fig. 22: Anschliff der oben im Text beschriebenen Sandsteinbank.

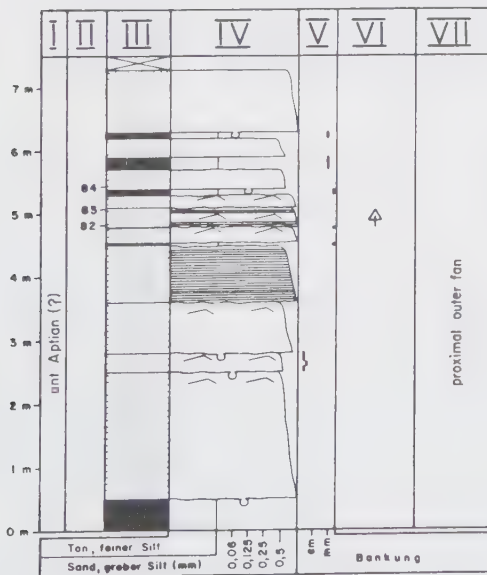
Interpretation

Das Profil zeigt Sandsteine mit den Eigenschaften typisch unvollständiger "Bouma"-Zyklen. Die relativ mächtigen Zyklen des unteren Profilverteils zeugen von einer stärkeren Materiallieferung und teilweiser Erosion (Amalgamation).

Erst im oberen Profilverteil werden die Strömungsmechanismen differenzierter. So werden durch Zwischenlagen karbonatfreier Tone längere zeitliche Unterbrüche der Sandlieferung markiert. Die in den Sandsteinen beobachtete Kornsortierung innerhalb der parallel laminierten Laminae scheint auf Grund von "high-density turbidity currents" (LOWE, 1982) zustande gekommen zu sein. Dies ist jedoch nur für einen zeitlich begrenzten Abschnitt zutreffend.

Faziell können die Ablagerungen in Profil Nr. 5 mit dem proximalen Bereich des "outer fan" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) verglichen werden.

Fig. 23:
Profil Nr. 5 Detailprofil entlang der "Route de l'Unité" am NNE-Ausläufer des Jbel Aaloul



Profil Nr. 6

Südlichster Sandsteinzyklus, 1 km
nördlich Ikâouene

Fig. 26

Koordinaten: 567'875 / 462'325

Von den bis jetzt beschriebenen Profilen der Nördlichen Ketama-Einheit ist Profil Nr. 6 stratigraphisch am höchsten gelegen. Es lagert invers und grenzt mit einer subvertikalen, W-E verlaufenden tektonischen Fläche an die Frontale Ketama-Einheit (vergl. Fig. 7).

Die Mächtigkeit des aufgenommenen Schichtstosses misst ca. 45 m. Anhand der untersuchten Palynomorphen weisen die Sedimente dieses Profils unteres Aptian-Alter auf.

Unterer Profilverteil (0 - 25 m)

In diesem sandsteinreichen Abschnitt des Profils dominieren die "T_{c,d,e}- Bouma"-Member. Dabei werden kontinuierliche Uebergänge von Feinsand über Silt zu Ton beobachtet. Unter den untersuchten Ketama-Profilen sind diese erwähnten Eigenschaften äusserst selten. Nur in Profil Nr. 7 (Albian-Alter) konnte die gleiche Beobachtung gemacht werden. Meist sind die "T_e"-Member von geringer Mächtigkeit und treten zwischen den massigen und amalgamierten Bänken (Profilbereich zwischen 18 m und 25 m) oft vollständig zurück.

In den tiefst gelegenen Sandsteinzyklen sind auf den Oberseiten zahlreiche "mud pebbles" eingebettet.

An Strukturen sind neben planparalleler Lamination auch Strömungsrippeln vorhanden. Interessant ist das Auftreten von gewellter Parallel-Lamination ("ripple laminae in-phase"), die in diesem Profilabschnitt recht häufig anzutreffen ist. Neben zahlreichen muldenartigen "load casts" sind vor allem die kleinen "crevasse channels" von Bedeutung. Der tiefst gelegene "channel" (bei 7,5 m) folgt über einer Wechsellagerung von 15 cm bis 20 cm mächtigen und lateral konstant bleibenden turbiditischen Sandsteinbänken mit Tonschiefer-Zwischenlagen. Das Sandstein/Pelit-Verhältnis liegt bei 2:1.

Die Turbidite weisen häufig "in-phase climbing ripples" auf. Die scheinbare Breite des angeschnittenen "channels" beträgt 1,5 m, die Tiefe 15 cm. Seine Innenstruktur deutet eine nach oben konkave Parallel-Lamination an, die oberhalb des "channel"-Körpers in eine normale planparallele Lamination überläuft ("channel shape conforming lamination", McKEE, 1957).

6 m höher folgt ein zweiter, etwas kleinerer "crevasse channel" (Fig. 24). Er folgt über einem Niveau mit zahlreichen lateral isolierten Sandsteinbänken von linsenartigem Querschnitt. Seine

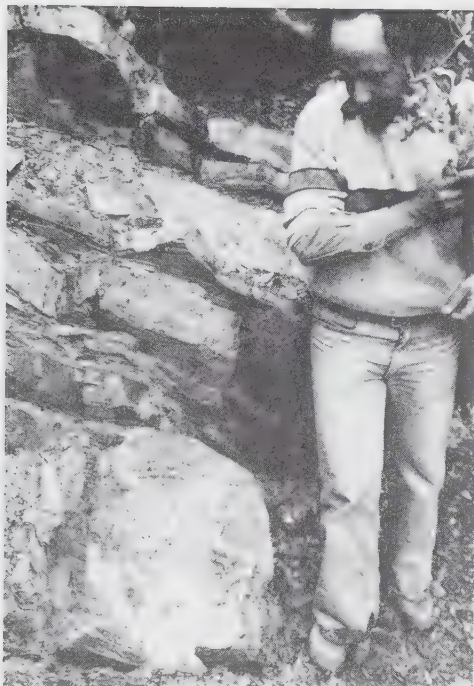


Fig. 24: "crevasse channel" (Profil invers gelagert), der sich in die darunter liegende Sandsteinbank einerodiert hat. Die wichtigsten Laminationen sind nachgezeichnet und zeigen deutlich die Diskordanz zwischen der "channel"-Füllung und der darüber folgenden Sandsteinbank.

Breite beträgt 1 m, seine Tiefe ca. 12 cm. Dabei hat sich der "channel"-Körper in die darunter liegende Sandsteinbank einero- diert. Auch hier liegt die Lamination innerhalb des "channels" konform zu seiner Basisfläche. Zwischen dieser "channel"-Lami- nation und dem restlichen Teil der Sandsteinbank ist eine mar- kante Diskordanz festzustellen. Dies ist ein klarer Hinweis auf erneute Erosion kurz nach der abgeschlossenen "channel-fill"- Phase. Anschliessend folgt planparallele Lamination mit ab- schliessenden "in-phase climbing ripples".

Mittlerer Profilteil_(27 m - 40_m)

Dies ist eine 10 m bis 15 m mächtige Sequenz mit grossem Ton- schiefer-Anteil. Die eingeschalteten Sandsteinbänke sind 2 cm bis 10 cm mächtig und lateral relativ konstant. Sie zeigen teil-

weise leichte Rippel-Lamination. An der Basisfläche einer Bank können Bioturbation und fragliche Abrollspuren von Ammoniten beobachtet werden (Fig. 25).



Fig. 25: Wühlspuren (?) und eine fragliche Abrollspur eines Ammoniten an der Unterseite einer Sandsteinbank.

Der bis zu 2 cm mächtige Basisbereich mit welliger Flaserschichtung ("wavy flaser bedding") zeigt allgemein Spuren starker Bioturbation.

Oberster Profilverteil (ab 40 m)

Hier setzen erneut turbiditische Sandsteine ein. Sie kündigen sich durch die sukzessive Zunahme von geringmächtigen, rippel-laminierten Sandsteinbänken an.

Interpretation

Im Vergleich zu stratigraphisch tiefer gelegenen Ketama-Profilen sind die hier beobachteten Korndurchmesser der Sandsteine deutlich kleiner. Die beobachteten Strukturen ("in-phase climbing ripples" und "parallel ripples") lassen auf "kräftigere" und stabilere Strömungsgeschwindigkeiten schließen. Zu Beginn der Bildung einer einzelnen feinen Sandsteinbank können anhand der Flaser-Lamination etliche "Ruhephasen" angenommen werden.

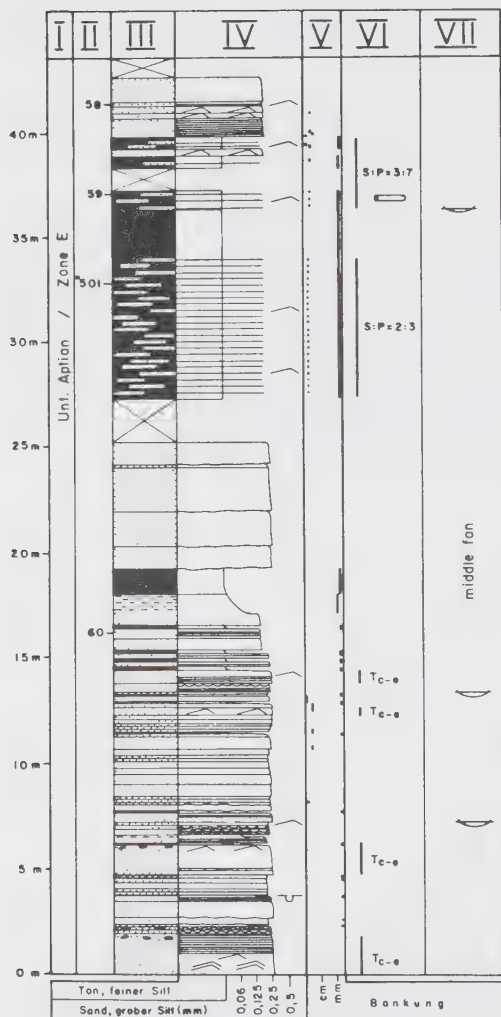
Sedimentologisch aufschlussreich sind die zwei beobachteten "crevasse channels". Dabei ist ein Vergleich zwischen der eigentlichen "channel"-Füllung und dem im Hangenden folgenden Material sehr interessant. Demnach muss nach der eigentlichen Füllung der "channel"-Mulde (Strömungsgeschwindigkeit sinkend) eine erneute Strömungsverstärkung für zusätzliche Erosion gesorgt haben. Die Lage des "channels" weist auf eine Strömung aus südlicher Richtung hin.

Das Profil kann in den Bereich des "mid-fan" (RICCI LUCCHI, 1975) gestellt werden. Die meisten Sandsteine dieses Profils weisen die "D1" und "D2"-Fazies auf (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975).

Die Ablagerungen der untersten 18 m können mit "levee" oder "crevasse"-Sedimenten (MUTTI, 1977) verglichen werden.

Die über den im Zentrum abgelagerten "channel-fill"-Sanden folgenden geringmächtigen Turbidite sind den "channel margin"-Typen von MUTTI (1977) sehr ähnlich.

Fig. 26:
 Profil Nr. 6 Südlichster Sandsteinzyklus, 1 km
 nördlich Ikâouene (Detailprofil)



Profil Nr. 7

Detailprofil 600 m nordöstlich Bab
Ti Archâne, an der direkten Strasse
von Bab Berret nach El Jabha

Fig. 27

Koordinaten: 557'850 / 486'925

Das Profil gibt Aufschluss über die charakteristischen Sedimentationstypen im höchsten Teil der unterkretazischen Sedimente innerhalb der Nördlichen Ketama-Einheit. Die Palynomorphen weisen auf Albian-Alter hin. Tektonisch liegt das Profil in einem sehr unruhigen Gebiet mit intensiv verfalteten Gesteinen.

Unterlage

Die Sedimente der Nördlichen Ketama-Einheit sind in dieser Region steilgestellt und sehr stark verfaultet. Dabei dominieren in diesen Ablagerungen Tonschiefer mit dazwischengeschalteten turbiditischen Sandsteinbänken unterschiedlicher Mächtigkeit (5 cm bis 100 cm). Meist weisen diese Turbidite planparallele Lamination auf. Ihre Basisflächen sind meist von "load casts" besetzt, die Bankoberseiten weisen lingoide Rippeln auf.

Profilbeschreibung

Im untersten Teil treten über Strömungsrippeln "in-phase climbing ripples" auf. Die Sandsteinbänke sind vielfach amalgamiert. In den nachfolgenden Peliten sind "crevasse channels" von bis zu 15 cm Tiefe eingelagert.

Die Basisflächen aller mächtigen Turbidite sind gewellt und zeigen neben "load casts" schön ausgebildete "flute casts". Die Tiefe der meisten "flute casts" misst ca. 3 cm, die Länge ca. 10 cm. Interessant ist dabei das Studium der Füllung dieser "flute casts".

Dabei sind verschiedene Füllvorgänge zu beobachten. Während die erste Füllung des "flute casts" eine normale Gradierung aufweist, setzt darüber wiederum neuer Detritus mit erneut grossen Korn-durchmessern an der Basis ein. Dies geschieht in Form eines neuen, diesmal kleineren "flute cast" an derselben Stelle. Dies kann durch eine erneute Verstärkung der Strömungsgeschwindigkeit, kombiniert mit ebenfalls erneuter Lieferung gröberer Materials erklärt werden. Die beschriebenen "flute casts" geben Strömungen aus S bis SSE an.

Wie schon in Profil Nr. 6 sind auch hier klare Gradierungen festzustellen. Dies trifft selbst für relativ geringmächtige Turbidite von ca. 10 cm bis 20 cm Mächtigkeit zu.

Interpretation

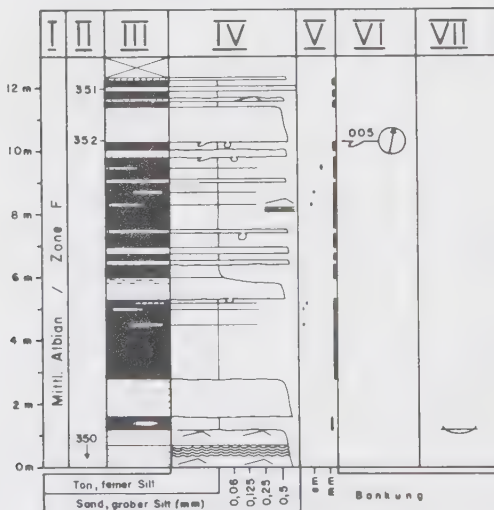
Auch in diesem Profil wird die episodische Sedimentation belegt. Die mächtigeren Sandsteinbänke sind demzufolge nicht in einem ununterbrochenen Sedimentationsvorgang entstanden. Viel eher sind sie das Resultat mehrerer, in kurzen Abständen aufeinander folgender unvollständiger Turbiditätsströme, entsprechend den Ablagerungen vom Typ "D1" und "D2" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975), die ins Becken mit feiner toniger Sedimentation vorstießen.

Das Profil kann in den Bereich dünngebänkter "levee" und "crevasse" Sedimente im Ablagerungsraum zwischen "inner" und "outer fan" gestellt werden (MUTTI, 1977).

Fig. 27:

Profil Nr. 7

Detailprofil 600 m nordöstlich Bab Ti Archâne, an der direkten Strasse von Bab Berret nach El Jabha



Zusammenfassung der sedimentologischen Beobachtungen innerhalb der gesamten Ketama-Einheit

Die Ketama-Einheit setzt sich hauptsächlich aus typisch "distalen" Sedimenten zusammen (WALKER & MUTTI, 1973). Klassifiziert man die Ablagerungen nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975), so liegen sie im Bereich zwischen "basin plain"-Fazies und "proximal outer fan"-Fazies. Da es sich jedoch beim Ablagerungsraum um ein langgestrecktes, in W-E Richtung verlaufendes Becken handelt (WILDI, 1981; 1983 im Druck) muss die Systematik von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) aufgrund des wahrscheinlich beckenparallelen Materialtransportes vorsichtig interpretiert werden.

Frontale Ketama-Einheit

Zwischen Berriasian und Barremian dominieren mergelige Kalke und feinsiltige Mergel. Sandige Einschaltungen treten nur untergeordnet in sonst typisch ruhigen Ablagerungen auf. Die in den Mergeln enthaltenen Fossilreste deuten auf Einschwemmungen aus Seichtwassergebieten hin (Kap. 3.2.1). Zwischen dem Barremian und unteren Aptian vollzieht sich ein Wechsel zur ausschliesslichen Tonsedimentation (Karbonatfrei). Zugleich treten die gröberen, amalgamierten Sandsteine zurück und weichen geringmächtigen Sandstein-Einschaltungen. Dabei ist in den Ablagerungen des Aptian von E nach W eine Abnahme der turbiditischen Sandsteine zu verzeichnen. Durch das Verschwinden der karbonatischen Einflüsse muss während des Barremian mit deutlichen Absenkungen des Untergrundes gerechnet werden. Von grosser Bedeutung sind die Einschaltungen karbonatischer Feinkonglomerate (Kap. 3.2.1).

Ihr Erscheinen kann auf zwei verschiedenen Ursachen beruhen:

- Beginnende Schüttung eines grossen, einheitlichen Ketama-Fan-Systems, welches sich im Aptian-Albian verstärkt.
Die karbonatischen Ablagerungen würden einer vorangegangenen Lieferung küstennahen Schelfmaterials gleichkommen.
- Material eines eigenständigen, kleineren Fan-Systems mit lokal begrenztem Liefergebiet.

Die zweite Möglichkeit scheint eher wahrscheinlich, da die beschriebenen Sedimente (auch die Sandstein-Einschaltungen des Albian) weder in Profil Nr. 2 noch im W-Teil der Frontalen Ketama-Einheit (entlang der "Route de l'Unité") aufgefunden werden.

Ein ähnliches Ergebnis könnte natürlich auch durch bedeutende Meeresspiegelschwankungen provoziert worden sein.

Nördliche Ketama-Einheit

In dieser Teil-Einheit sind ausschliesslich Ablagerungen des Aptian und Albian zu finden. Es sind vorwiegend "basin plain"-Ablagerungen mit "fan deposits" der "middle fan area" (WALKER & MUTTI, 1973) oder Ablagerungen im Bereich des "proximal outer fan" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). In den betreffenden Sandsteinzyklen werden auch die grössten Korndurchmesser von allen drei Einheiten gemessen. Die nördlichsten Sandsteine der Teil-Einheit haben Albian-Alter und weisen sogar konglomeratistische Einschaltungen auf (ANDRIEUX, 1971). Anschliessend folgt im Hangenden ein sukzessiver Uebergang in die oberkretazischen Mergel und Kalke der Ketama-Tanger-Einheit (ANDRIEUX, 1971).

Die Hauptlieferichtung weist für alle beobachteten Profile nach NW bis N. Dennoch muss auch hier die Möglichkeit mehrerer Fan-Systeme in Betracht gezogen werden. Ihr Material würde dann in einem langgestreckten Flyschbecken vereinigt und parallel zur Längsachse des Beckens zur Sedimentation gelangen.

Dieser Vorgang wäre auch mit Hilfe von "contour currents" (HEEZEN et 1966) durchaus erklärbar. Damit könnte auch die Verschiebung von typischen "mid-fan"-Ablagerungen in distalere Gebiete belegt werden

3.3 Stratigraphie und Sedimentologie der Chouamat-Einheit

3.3.1 Lithologie der Chouamat-Einheit

Der nach ANDRIEUX & MATTAUER (1962) definierte Basisteil zeigt eine ca. 400 m mächtige Abfolge von Flysch-Sedimenten (Kap.2.4). Dabei kann das Sandstein/Pelit-Verhältnis sehr stark variieren (<1 bis ≥ 1).

Im Chouamat-"a"-Member dominiert eine Wechsellagerung von massigen Sandsteinen (1 m bis 2 m mächtig) und geringmächtigen Tonzwischenlagen.

Im unteren Teil des Chouamat-"b"-Members hingegen nehmen die tonigen Anteile sukzessive überhand. Dabei sind nur wenige feinsandige bis siltige Zwischenlagen von 2 cm bis 15 cm Mächtigkeit eingeschaltet. Während die rein siltigen Lagen kontinuierliche Uebergänge in die Tone aufweisen, sind die sandigen und zugleich mächtigeren Turbidite beidseitig scharf begrenzt.

Wichtig ist jedoch die Beobachtung, dass die höheren Tisirène-Member (Barremian, Aptian, Albien) lithologisch kaum von den tieferen Chouamat-Serien unterscheidbar sind.

Tone

Anwitterungsfarbe: bräunlichgrau bis mittelgrau (5YR 4/1 bis N5)

Bruchfarbe : mittleres dunkelgrau (N4)

Die Tone sind durchwegs kalkfrei. Sie treten in Wechsellagerung mit Silten auf und sind verschiefert sowie planparallel laminiert. In höheren Niveaux (mittleres Chouamat-Member nach ANDRIEUX & MATTAUER (1962) enthalten die dunklen und kalkfreien Tone Eisenhydroxid-Konkretionen (vergl. Kap.3.2.1).

Der Mineralanteil der Tone ist ähnlich demjenigen der Ketama- und Tisirène-Einheit. Das heisst dass auch hier die "mixed-layer"-Gruppe dominiert (Illit-Chlorit und Chlorit-Vermiculit, daneben Illit).

Sandsteine

Anwitterungsfarbe: gelblichgrau (5Y 7/7)

Bruchfarbe : hell olivegrau (5Y 5/2), oft in der gleichen Schicht wechselnd zwischen dunkelgrau (N3) und hellgrau (N7)

Die Bankmächtigkeiten liegen im cm- und m-Bereich. Gegenüber ihrem

Liegenden sind sie scharf begrenzt und mit Strömungsmarken und Frassgängen versehen. Oben gehen sie vielfach kontinuierlich über Silt in Tone über.

Massige Abschnitte zeigen vielfach Anzeichen von submarinen Rutschungen oder "convolute bedding". In den Sandsteinen sind oftmals unvollständige Bouma-Zyklen zu beobachten. "Mud pebbles" treten nur selten auf.

Mineralogische Zusammensetzung der Chouamat-Sandsteine

- | | |
|------------|--|
| Quarz: | <ul style="list-style-type: none"> - Anteil zwischen 50% und 90%. - Monokristalline und polykristalline Körner. - Körner sind stark korrodiert und rekristallisiert. - Rundungsgrad: angular bis subangular. |
| Feldspat: | <ul style="list-style-type: none"> - Generell stark vertreten (vorwiegend Arkosen und Subarkosen). - Maximal beobachteter Feldspat-Anteil: 32%. - Die Plagioklasse liegen im Albit-Oligoklas-Andesin - Bereich. - Häufig Umwandlung der Plagioklasse zu Kalzit (Kalzit-Anteil max. 15%). - Häufige Limonitisierung der umgewandelten Feldspäte. |
| Glimmer: | <ul style="list-style-type: none"> - Biotit- und Hellglimmer-Gehalt max. 1%. - Häufige Chloritisierung. |
| Erzgehalt: | <ul style="list-style-type: none"> - Sehr variabel. Der höchste je beobachtete Anteil in Form feiner Hämatitkristalle fand sich in geringmächtigen Sandstein-Einschaltungen (ca. 10%). Diese Sandsteine lagern inmitten von Tonschiefern die mit Eisenhydroxid-Konkretionen angereichert sind. In den grobbankigen Sandsteinen ist jedoch der Erz-Anteil unbedeutend (nicht mehr als 1%). |
| "Matrix": | <ul style="list-style-type: none"> - Relativ geringer Anteil, jedoch stark serizitisiert. - Das Zement der "grain supported sandstones" enthält lediglich einzelne in Umwandlung zu Kalzit begriffene Feldspatkristalle. - Der Hauptanteil der "Matrix" ist kryptokristallin quarzitisches. |

Die Vulkanite des Chouamat-"c"-Members

Zur Klärung der tektonischen Verhältnisse im Grenzbereich der Nördlichen Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit wurde Member "c" speziell untersucht. Dabei erwies sich der Fundort der bereits von ANDRIEUX & MATTAUER (1963b) beschriebenen "roches vertes" als sehr interessant. Er liegt 3,5 km westlich des "Poste Sanitaire" von Bab Aousgâne, an der Strasse Ketama - Bab Aousgâne - El Jabha (Koordinaten: 576'950 / 491'150).

Hier finden sich in einem kleinen Aufschluss zahlreiche Grüngesteine in Pillow-Form. Sie sind in schwach detritische Spatkalke der höheren Oberkreide (Coniacian-, Santonian- und Campanian-Bereich) eingelagert. Dem Alter entsprechend gehören diese Spilitite demnach ins höchste Chouamat-Member.

Nach ANDRIEUX & MATTAUER (1963b) sind im erwähnten Aufschluss diese spililitischen Einschaltungen tektonisch zwischen die "Unterkreide" der Ketama-Tanger-Einheit und das "Tithonian-Berriasian" der Tisirène-Einheit eingelagert. Sie sehen die Grüngesteine als Ophiolite des Rif-Troges im Bereich der "Domaine interne" resp. der "Domaine ultra" an.

In einem weiteren Aufschluss nordwestlich der ersten Stelle sollen sie zwischen dem "Senonian der Ketama-Einheit" und dem "Tithonien-Berriasien" der Tisirène-Einheit liegen.

DURAND DELGA (1980) beschreibt im ersten Aufschluss in den umgebenden Kalken der Pillows einen Bathonian-Ammoniten (*Ebrayiceras*). Dies ergibt einen Widerspruch zu dem von uns festgestellten, durchwegs oberkretazischen Alter.

Zur präzisen Abklärung der Lagerungsverhältnisse dieser Pillows wurde ein detailliertes Querprofil erstellt (Fig. 28). Dabei ergeben die palynologischen Untersuchungen der sparitischen Kalke sowohl direkt im Liegenden als auch direkt im Hangenden der Spilitite klar oberkretazisches Alter (Coniacian bis Campanian). Diese "senonischen" Kalke des Liegenden werden durch einen tektonischen Kontakt von den direkt darunter liegenden Peliten der Nördlichen Ketama-Einheit (Albian-Alter) abgegrenzt. Ueber den Mergeln und Kalken im Hangenden der Spilitite folgen nach einem tektonischen Kontakt eindeutige Tisirène-Sandsteine. Anhand der Palynomorphen können diese Sandsteine in die tiefere Unterkreide ("Prae-Barremian") gestellt werden.

Gegen den Jbel Chouamat hin treten gegeneinander sehr stark verstellte Flysch-Pakete vom Typus "höheres Tisirène" (Member Ti III) resp. vom Chouamat-"a"-Member auf (ANDRIEUX, 1971). In diesem Abschnitt ist die Ausscheidung einer Chouamat-Einheit nur aufgrund der tektonischen Lage dieser Pakete gegenüber den anderen Tisirène-Serien möglich. Klarheit ergibt sich erst wieder nördlich der Strasse Ketama - Bab Aousgâne - El Jabha. Hier konnten die in den höchsten Ton-Einschaltungen des Jbel Chouamat gefundenen Palynomorphen mit oberem Aptian bis mittlerem Albian datiert werden.

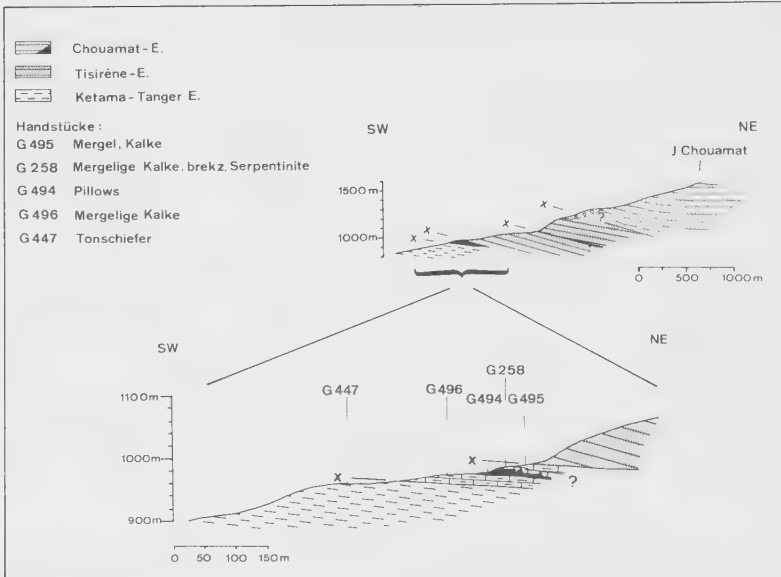


Fig. 28: Querprofil durch den SW-Grat des Jbel Chouamat mit detailliertem Ausschnitt im Bereiche der Vulkanite.

Beziehungen zwischen Melloussa- und Chouamat-Einheit

Nach bisherigen Erkenntnissen wurden die unterkretazischen Flysch-sedimente dieser beiden Einheiten altersmässig unterschieden (DURAND DELGA, 1965; LESPINASSE, 1975). So stellte man den sogenannten "flyschisto-gréseux" der Melloussa-Einheit ins "Albo-Aptian" und die gleichnamigen Flysche der Chouamat-Einheit ins Albien.

Lithologisch bestehen zwischen den beiden Flyscharten zweifellos Unterschiede, doch ist es möglich, dass sie verschiedenen Teilen des selben Flyschtroges entstammen.

Palynologisch sind die beiden Einheiten vollkommen identisch. Anhand dieser Datierungen müssen die Sedimentationsvorgänge deshalb als synchron betrachtet werden.

Diese Schlussfolgerungen müssen mit Vorsicht gezogen werden, da innerhalb der Melloussa-Einheit keine zusammenhängenden Profile aufgenommen werden konnten. Schuld daran sind die dominierenden pelitischen Abfolgen mit äusserst geringen turbiditischen Einschaltungen. Aus diesem Grunde erscheint auch die Angabe eines Typusprofils fragwürdig.

3.3.2 Biostratigraphie der Chouamat-Einheit

In den unterkretazischen Ton- und Sandsteinserien der Melloussa-Chouamat-Einheit konnten weder Mikro- noch Makrofossilien gefunden werden.

Nur die in den Tonen recht spärlich enthaltenen Palynomorphen erlaubten eine grobe Datierung der betreffenden Serien. Zahlreiche Proben enthielten nur unbestimmbare Reste von Pollen oder waren gänzlich steril.

In Profil Nr. 8 (stammt aus dem Chouamat-"a"-Member; ANDRIEUX & MATTAUER, 1962) konnte anhand zweier palynologischer Proben (G 76, G 499) mittleres bis höheres Albien gefunden werden. In beiden Proben dominieren die Sporomorphen gegenüber den Dinoflagellaten-Zysten. Dabei können folgende Palynomorphen gefunden werden:

- | | |
|-------------------------|---|
| Dinoflagellaten-Zysten: | <u>Litosphaeridium arundum</u>
<u>Dinopterygium tuberculatum</u>
<u>Chlamydophorella discreta</u> |
| Angiospermen-Pollen | : " <u>Reticulatasporites</u> " <u>jardinus</u>
Typ 1-3
<u>Rousea geranioides</u> |
| Sporen | : <u>Crybelosporites pannuceus</u> |

Ebenfalls aus dem Niveau des Chouamat-"a"-Members stammt die Probe G 361. Sie liegt jedoch lithologisch klar höher als Profil Nr. 9.

Palynomorphen der Probe G 361:

- | | |
|-------------------------|---|
| Dinoflagellaten-Zysten: | <u>Litosphaeridium</u>
<u>Chlamydophorella discreta</u>
<u>Microdinium opacum</u> |
| Angiospermen-Pollen | : <u>Phimopollenites</u> sp.A |

Die restlichen Palyno-Proben (G 496, G 495) stammen aus dem SW-Profil des Jbel Chouamat (vergl. Fig. 28). Sie wurden direkt unter- und oberhalb der Vulkanite (ANDRIEUX & MATTAUER, 1963 b) entnommen und ergeben "Senonian" (Caniacian bis Maastrichtian).

Palynomorphen der Proben G 496 und G 495:

- | | |
|-------------------------|--|
| Dinoflagellaten-Zysten: | <u>Dinogymnium</u> cf. <u>acuminatum</u> |
| Angiospermen-Pollen | : <u>Complexiopollis</u> |

3.3.3 Sedimentologie der Chouamat-Einheit

Die wichtigsten sedimentologischen Erscheinungen können anhand dreier Detailprofile beschrieben werden. Die Datierung der betreffenden Detailprofile mittels Palynomorphen war jedoch nicht immer erfolgreich. Trotzdem können die beschriebenen Profile der unterkretazischen Sedimente ins "Untere" und teilweise ins "Mittlere" Member der Chouamat-Einheit gestellt werden (ANDRIEUX & MATTAUER, 1962). Die untersuchten Palynomorphen sind mit denjenigen der höchsten Tisirène-Member identisch und ergeben gleichfalls Albion-Alter.

Es werden folgende Profile der Chouamat-Decke beschrieben:

Profil Nr. 8: Invers gelagertes Profil 1 km nördlich der Abzweigung der Strasse Ketama - El Jabha von der Strasse Ketama - Targuist

Profil Nr. 9: Profil an der Strasse Targuist - Al Hoceima, ca. 5 km nordöstlich Beni Hadifa

Profil Nr.10: Im Gebiet der alten und abgeglittenen Strasse Ketama - El Jabha

Um einen besseren paläogeographischen Ueberblick zu erreichen wird auch auf die Sedimentation der Melloussa-Einheit eingegangen.

Profil Nr. 8

Profil der invers gelagerten Serie
1 km nördlich der Abzweigung der
Strasse Ketama - El Jabha von der
Strasse Ketama - Targuist

Fig. 29

Koordinaten: 584'225 / 482'825

Das Profil stammt aus einem invers gelagerten Teil der Chouamat-Einheit und wird von einer S-vergente Falte der Tisirène-Decke überlagert.

Das ca. 25 m mächtige Profil gibt Einblick in die Sedimentation des Aptian.

Wichtiges Merkmal der mächtigeren turbiditischen Sandsteinbänke ist ihre schwache Gradierung. Dies in deutlichem Gegensatz zu den bereits beschriebenen Turbiditen der Ketama-Einheit. Interessant erscheint auch der relativ hohe Anteil an Feinsand und Silt innerhalb der Sandsteinzyklen. Meist enthalten solche Sequenzen eine feine planparallele Lamination.

Im untersten Profilabschnitt ist in einer ca. 1 m mächtigen turbiditischen Sandsteinbank "convolution" zu sehen. Dabei setzt sich die dadurch entstandene Verformung der Bankoberseite in den darüberliegenden Turbidit fort. "Load structures" sind relativ selten und finden sich ausschliesslich unter Sandsteinlagen mit pelitischer Unterlage.

10 m über der Profilbasis folgen nochmals geringmächtige Lagen mit "convolute bedding". In den pelitischen Abschnitten in der Mitte des Profils lagern öfters linsenförmige Sandsteinlagen ("lenticular bedding") mit Schrägschichtung. Diese Erscheinung erinnert sehr stark an die von MUTTI (1977) beschriebenen Linsenkörper der "channel-mouth facies".

Interpretation

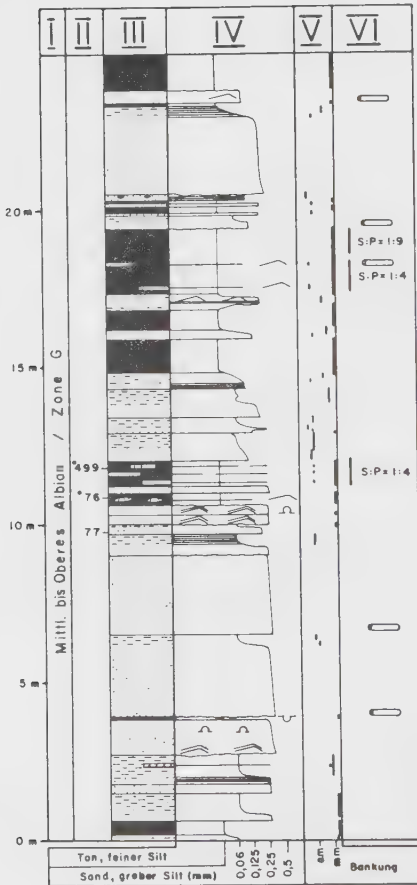
Die zwischen den massigen Turbiditen eingeschalteten Pelite zeugen durch ihre Wechsellagerung mit feinsandigen Zwischenlagen von anhaltender Sedimentation bei schwankender Detrituslieferung.

Dies gilt auch für die massigen und oft amalgamierten Turbidite. Sie enthalten ausser einer planparallelen Lamination im Oberteil der Sandsteinbänke keine weiteren Innenstrukturen. Auch fehlen "load structures" und flute casts" zwischen den amalgamierten Turbiditen.

Nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) kann dieses Profil in den Bereich des "proximal (?) outer fan" gestellt werden. Dabei wechseln grobbankige Sandsteine mit geringmächtigen "inter lobe"-Ablagerungen ab.

Fig. 29:
Profil Nr. 8

Profil der invers gelagerten Serie
1 km nördlich der Abzweigung der
Strasse Ketama - El Jabha von der
Strasse Ketama - Targuist



Profil Nr. 9

An der Strasse Targuist - Al Hoceima,
ca. 5 km nordöstlich Beni Hadifa

Fig. 31

Koordinaten: 619'025 / 494'950

Das Profil konnte anhand der Palynomorphen nicht datiert werden. Dennoch passt es lithostratigraphisch und aufgrund seiner tektonischen Lage gegenüber einer palynologischen Probe mit Albian-Alter (G 361) in den tieferen Teil des Chouamat-"a"-Members (ANDRIEUX & MATTAUER, 1962). Besonders interessant ist ein Vergleich der sedimentologischen Verhältnisse mit denjenigen der Tisirène-Einheit.

Die Mächtigkeit des erwähnten Profils beträgt ca. 15 m. Dabei dominieren relativ massig erscheinende Turbidite, die durch geringmächtige Pelitlagen voneinander getrennt sind. Deutlich laterale Variation der Bankmächtigkeit weist auf "channel"-Füllungen hin.

Amalgamierung kommt selten und nur zwischen geringmächtigen turbiditischen Lagen vor (bei 7,5 m).

Die Gradierung ist in ihrem Auftreten sehr unterschiedlich entwickelt und wird mit zunehmender Mächtigkeit der Turbidite ausgeprägter.

Während in geringmächtigen Sandsteinen nur Strömungsrippeln zu beobachten sind, verfügen die mächtigeren Einschaltungen über ausgeprägte Intervalle mit planparalleler Lamination gefolgt von Strömungsrippeln. Vielfach ist die Parallel-Lamination nur schwer zu sehen und kann innerhalb "massiger" Bereiche lediglich vermutet werden. Bei der genaueren Betrachtung geringmächtiger Sandsteine erweist sich die Rippel-Lamination nicht als allein dominierend (Fig. 30). So ist daneben auch eine fein gewellte Parallel-Lamination ("wavy bedding") von "in-phase climbing ripples" zu beobachten. Darüber folgt "bifurcated wavy flaser bedding". Diese Flaserung wird durch größeren Detritus markiert. Oft wird dann die Flaser-Sequenz durch planparallele Lamination abgelöst. Nach der abschliessenden Rippelbildung im Dach der Sandsteinbänke folgen nach scharfer Grenzfläche pelitische Zwischenlagen.

An den Basisflächen der Sandsteinbänke treten ausgeprägte "flute casts" und "load structures" auf. Die beobachteten "drag marks" weisen auf Strömungsrichtungen aus W (275°) hin.

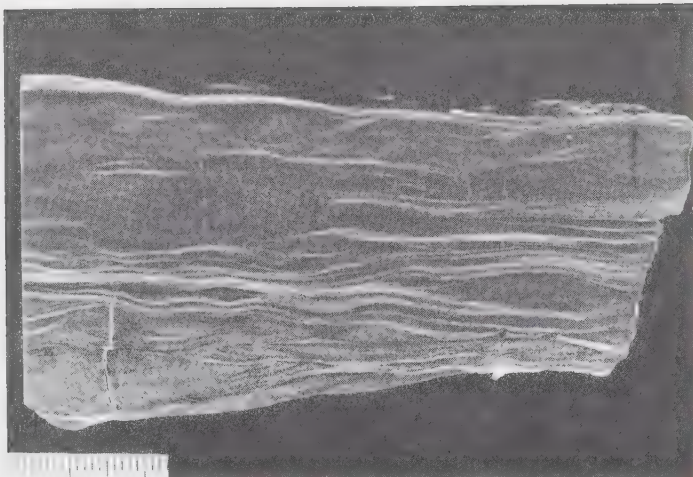


Fig. 30: Anschliff einer geringmächtigen Sandsteinbank. In ihrem Zentrum gut sichtbar ist die gewellte Parallel-Lamination mit folgender Einschaltung von "bifurcated wavy flaser bedding".

Interpretation

Das Profil zeigt von unten nach oben eine Zunahme des Detritus. Dabei werden die "Ruhephasen" mit zunehmender Intensität der Sand-schüttung immer kürzer.

Wie Fig. 30 zeigt, sind die geringmächtigen Sandsteinbänke im unteren Profilteil nicht in einem kurzen Ereignis entstanden. Viel eher muss eine mehr oder weniger konstante (schwache ?) Strömung existiert haben. Dabei muss es zu zeitlich beschränkten Detrituslieferungen gekommen sein. Nur so kann man sich die Entstehung von bifurkaten Flaserlaminæ aus grobem Detritus vorstellen.

Diese Ablagerungen haben grosse Aehnlichkeit mit "storm deposits" (EINSELE & SEILACHER, 1982). Da es sich jedoch bei den pelitischen Zwischenlagen um kalzitfreie, graue Tone handelt (keine Siltfraktion vorhanden), scheint diese Möglichkeit wenig wahrscheinlich. Ebenso können keine biogenen Trümmer gefunden werden. Viel eher könnte man sich solche Ablagerungen durch "contour currents" entstanden vorstellen. Dies könnte das Erscheinen zeitlich beschränkt auftretender Lieferungen in relativ distalen Bereichen und die damit verbundene "zögernde" Sedimentation erklären. Das Material der ursprünglichen Turbidite würde demnach abgelenkt und durch "contour currents" verschleppt.

Die mächtigeren Turbidite hingegen setzen mit starker Strömung ein

Profil Nr. 10

Im Gebiet der alten und abgeglittenen
Strasse Ketama - El Jabha

Fig. 32

Koordinaten: 581'180 / 487'700

Anhand der Palynomorphen konnte keine Datierung vorgenommen werden. Durch die lokale Tektonik bedingt fehlt auch die Möglichkeit zur lithologischen Korrelation mit Profil Nr. 8 und Nr. 9.

Nach ANDRIEUX & MATTAUER (1962) handelt es sich um Ablagerungen aus dem unteren Teil des "mittleren Chouamat-Members".

Das 28 m mächtige Profil setzt sich aus zwei Teilprofilen zusammen:

Unterer Profilteil (0 - 10 m)

In diesem Abschnitt dominieren pelitische Serien. Dabei sind nur wenige feinsandige bis siltige Zwischenlagen von 2 cm bis 15 cm Mächtigkeit dazwischengeschaltet. Sie sind meist im 1 mm- bis 2 mm-Bereich planparallel laminiert. Währenddem die rein siltigen Lagen kontinuierliche Uebergänge in die Pelite aufweisen sind die sandigeren und zugleich mächtigeren Sandsteinbänke oben und unten scharf begrenzt.

In grösseren pelitischen Abfolgen sind durch Gleitung verfaltete Sand- und Siltlagen zu beobachten. "Convolution" erscheint auch im siltigen Abschnitt eines grösseren Turbidites (8 m nach Profilbeginn).

Oberer Profilteil (16 m - 28 m)

Hier sind besonders die sandigen und siltigen Turbidite mit kontinuierlichen Uebergängen vertreten. An Strukturen dominieren Strömungsrippeln ("small current ripples"), die vielfach von einer "in-phase ripple lamination" unterlagert werden. Die Bankoberseiten zeigen oft leichte Rippelung (lingoider Typ). An der Basis weisen die mächtigeren Sandsteinbänke (unvollständige Turbidite vom Fazies-Typ D; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) "load structures" und "flute casts" auf. Im oberen Profilteil finden sich zusätzlich Spuren von Bioturbation.

Im mittleren Teil der oberen Profilhälfte ist auf 4 m Länge ein "crevasse channel" von ca. 15 cm Tiefe zu beobachten. Die hauptsächlich aus Pelit bestehende Füllung ist mit Sandsteinknollen von bis zu 2 cm Durchmesser durchsetzt ("pebbly mudstone"). Die gleiche Lithologie ist auch seitlich des "channels" zu verfolgen.

Interpretation

Faziell kann dieses Profil in den "outer fan"-Bereich gestellt werden (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Die Sedimente können mit Ablagerungen der "lobe fringe"-Fazies (MUTTI, 1977) und Ablagerungen des "distal outer fan" verglichen werden. Die Stauchfalten geringmächtiger Siltlagen im unteren Profilteil können mit der Kompaktion reichlich wassergesättigter Sedimente erklärt werden. Die gleiche Interpretation trifft auch für die siltigen und mit "convolution bedding" durchsetzten Partien mächtigerer Tirbidite zu. Trotz der feinen Kornklasse des detritischen Materials konnte es zur Ausbildung von "channels" und "flute casts" kommen. Dies ist ein Hinweis dafür, dass die einzelnen Schüttungen mittels kräftiger Strömungen transportiert worden sind.

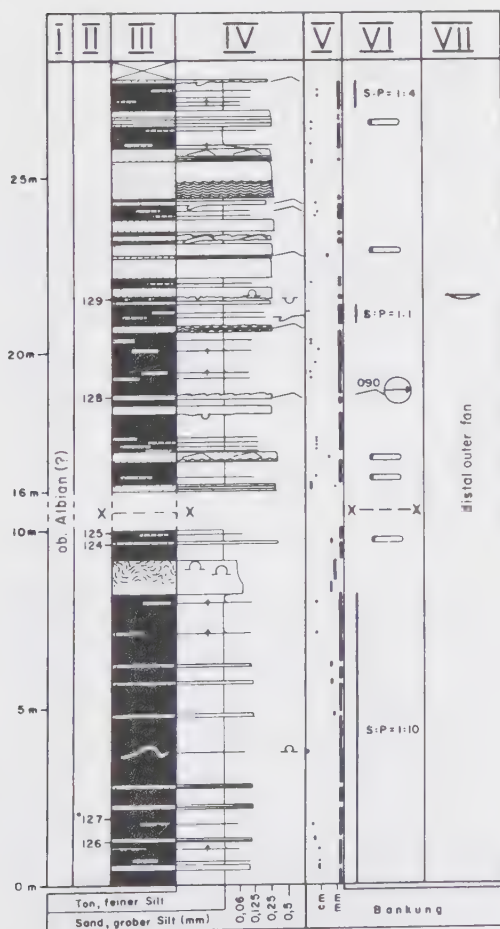


Fig. 32:
Profil Nr. 10

Im Gebiet der alten und ab-
geglittenen Strasse Ketama
- El Jabha

Zusammenfassung der sedimentologischen Beobachtungen innerhalb der Chouamat-Einheit

Die hier zusammengefassten Sedimente der Chouamat-Einheit gehören zu Member "a" (ANDRIEUX & MATTAUER, 1962). Sie sind karbonatfrei und dürftend daher unter dem CCD zur Ablagerung gelangt sein (sofern durch die Diagenese keine Karbonat-Umwandlung stattgefunden hat).

Anhand der Systematik von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) können die Sedimente des unteren "a"-Members in den Bereich des "outer fan" gestellt werden. Der obere Teil des "a"-Members zeigt Ablagerungen die zwischen "lobe fringe"- und "distal outer fan sandstone lobe"-Fazies liegen.

Sowohl in Profil Nr. 9 als auch in Profil Nr. 10 weisen die beobachteten Strömungsmarken auf Lieferrichtungen aus W hin. Dabei werden die Ablagerungen des unteren Chouamat-"a"-Members durch permanent aktive, jedoch schwache Strömungen (Turbidit-ähnlich) gebildet. Durch diese Strömungen wurde die Entstehung reiner Tonzwischenlagen vermieden. Erst im mittleren und oberen Abschnitt des "a"-Members setzen diskontinuierlich wirkende stärkere Strömungen ein. Während dieser Zeit kommt es zur Bildung deutlich sichtbarer "crevasse channels".

Die Hauptschüttungen innerhalb des tiefsten Chouamat-Members müssen also während des Aptian und Albian erfolgt sein. Dieser Zeitpunkt entspricht auch dem Auftreten der mächtigsten Turbidite. Kurz bevor die ersten karbonatischen Einflüsse des Chouamat-"b"-Members von geringerer Ablagerungstiefe zeugen, setzen Einlagerungen in Form von "pebbly mudstone" in den "outer fan"-Ablagerungen ein. Trotzdem sei hier erwähnt, dass bei diesen Ablagerungen der Einfluss von "contour currents" nicht ausgeschlossen werden kann.

3.4 Stratigraphie und Sedimentologie der Tisirène-Einheit

3.4.1 Lithostratigraphie der Tisirène-Einheit

Nachfolgend wird lediglich auf die Lithologie der Unterkreide-Serien eingegangen. Für die vollständige stratigraphische Uebersicht der Tisirène-Einheit kann auf ANDRIEUX (1971) verwiesen werden.

Die Mächtigkeit der gesamten Unterkreide-Ablagerungen beträgt im W ca. 1100 m bis 1200 m (gemessen am Jbel Tisirène und Umgebung). ANDRIEUX (1971) gibt im N von Targuist eine Unterkreide-Mächtigkeit von 2600 m an. Doch sind innerhalb dieser Serien Repetitionen sehr wahrscheinlich.

Die Unterkreide-Sedimente der Tisirène-Einheit können lithologisch in vier gut unterscheidbare Member unterteilt werden:

Ti I - Member der Tisirène-Einheit (Profil 11a)

Alter: Berriasian (liegt im Bereich der Palynozone A)

Dieser Abschnitt fällt durch seine intensive Wechsellagerung von bunten Mergeln und Kalken s.l. auf. Dementsprechend "weich" sind die Reliefformen im Gelände. Sandsteine treten nur untergeordnet auf. Sie sind äusserst geringmächtig und in ihrer lateralen Ausdehnung eingeschränkt.

Mergel

Die verschieferten Mergel weisen recht unterschiedlichen Kalkgehalt auf.

Anwitterungsfarbe: wechselnd zwischen hell grünlichgrau (5GY 8/1), mittelgrau (N4) und schwarz

Bruchfarbe : hell olivegrau (5Y 6/1) bis dunkelgrau (N3)

Der Siltgehalt kann stark variieren, sodass ein recht wechselhaftes Relief entstehen kann. Oft sind feine Parallel-Laminationen sichtbar; dies besonders bei Mergeln mit etwas feinem Silt. Allgemein gilt: je heller die Anwitterungsfarbe der Mergel, desto weniger Silt ist feststellbar.

Kalke und Calcareenite

Anwitterungsfarbe: gelblichgrau (5Y 7/2) bis rostrot

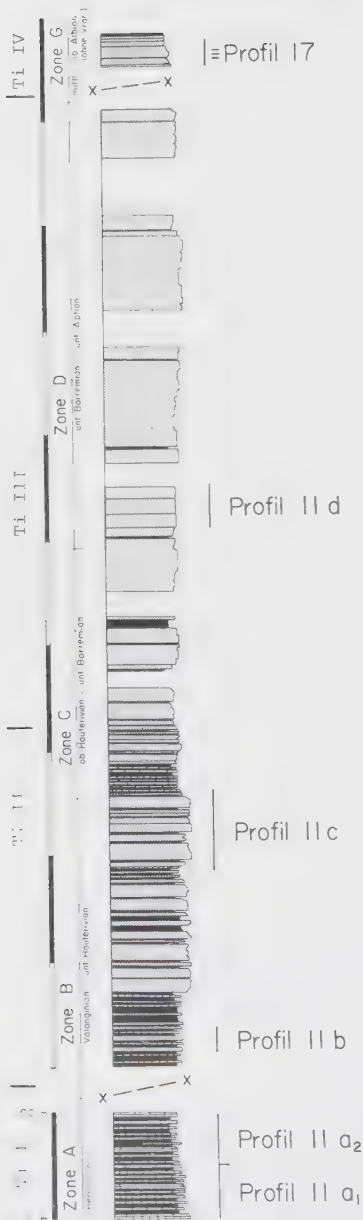
Bruchfarbe : hell olivegrau (5GY 6/1)

Die Bankung schwankt mächtigkeitsmässig zwischen einigen cm und 1 m. Es handelt sich meist um mikrosparitische Kalke (Mikrite)

Fig. 33: Sammelprofil der Tisirène-Einheit (Liefergebiet im W)

Dargestellt sind Lithologie (inkl. Member: Ti I, Ti II, Ti III, Ti IV), Alter und Palynozonen.

ACHTUNG: Mergel und Tone sind schwarz dargestellt (betrifft die Member Ti I und Ti II).



sind weniger häufig) mit unterschiedlichem Gehalt an Calpionellen (Calpionella alpina), pelagischen Foraminiferen (rekristallisiert) und Schalentrümmern.

Reine Mikrite und Mikrosparite zeigen im Dünnschliff auffallend viele rekristallisierte Fossilreste. Diese Kristallaggregare sind meist von Limonit ummantelt. Neben geringsten Mengen von detritischem Quarz sind nur Muskowit- und Biotitplättchen vorhanden. Der mittlere Durchmesser dieser Anteile bleibt meist unter 0,045 mm. Bei den Calcareniten kann der Quarzgehalt innerhalb einer einzelnen Bank zwischen 70% (unten) und 45% (oben) variieren. Ausser Quarz ist neben ca. 15% chloritführendem Hellglimmer, wenig Plagioklas (Albit und intermediärer Plagioklas) erkennbar. Der Anteil mikrosparitischer Matrix verhält sich komplementär zum wechselnden Quarzgehalt.

Der Muskowitanteil liegt unter 1%. Der Gehalt an Biodekritus ist ebenfalls stark variabel. So kann er auf Kosten des Quarzanteils bis auf 30% ansteigen. An erkennbaren Fossilresten sind neben den Calpionellen- und Foraminiferen-Resten, Aptychen und eindeutige Zeugen von Flachwasser-Fazies in Form von Crinoiden-Stielgliedern, Schalentrümmern und Ooiden anzutreffen. Lagenweise bilden diese Anteile eigentliche Bio-Oosparite. Oft sind auch hier die biogenen Komponenten von Limonit ummantelt.

Interessant ist das Studium der "T_a"-Bouma-Member an der Basis turbiditischer Calcarenite. Diese Feinkonglomerate (teils brekziös) fallen auf durch ihre dunkel gelblichorange (10YR 6/6) Anwitterungsfarbe. Im Dünnschliff weisen diese karbonatischen Feinkonglomerate eine mikrosparitische Matrix auf. Der grösste Anteil in diesen Konglomeraten wird durch gerundete Extraklasten eines Calpionellen-Mikrites und Ooide mit Mikrittrümmer-Kernen gestellt. Die Grösse dieser Komponenten liegt zwischen 0,3 mm und 3 mm. Auch hier ist eine intensive Limonitisierung der einzelnen biogenen Komponenten festzustellen.

Quarz ist in diesen feinkonglomeratischen Abschnitten nur in geringen Mengen (2% - 7%) vorhanden. Trotz ihrer Korrosion verfügen die subangularen Körner über mittlere Durchmesser von ca. 0,125 mm. Daneben erscheint wenig Polyquarz und korrodierter Plagioklas. Der Erzgehalt steigt teilweise bis auf 5%.

An Fossilresten sind neben Lamellaptychus kleine Turmschnecken, Schalentrümmer, Calpionellen (Calpionella alpina) und Protoglobigerinen zu finden.

Die mächtigste beobachtete feinkonglomeratische Einschaltung misst 16 cm.

Während die Unterseiten detritusfreier Kalkbänke scharf begrenzt und eben sind, neigen diejenigen mit steigendem Quarzgehalt zu vermehrter Ausbildung von kleinen "channels" und "flute casts". Solche Calcarenite zeigen vollständige Bouma-Zyklen mit allen entsprechenden Innenstrukturen.

nenten zusammen (vergl. Kalke und Calcarenite des Ti I - Members).

Tone

Die Farben der Tone sind allgemein recht einheitlich.

Anwitterungsfarbe: hell olivegrau (5Y 6/1)

Bruchfarbe : mittelgrau (N5) bis dunkelgrau (N4)

Die Spaltbarkeit liegt meist im Bereich kleiner als 0,5 mm. In diesen Niveaux treten die eingeschalteten Mergel ganz klar zurück.

Der Kalkgehalt der Tone liegt in diesem Niveau bei 3%. Auch hier wurden die Tone in Bezug auf ihren Mineralgehalt durch CHIOCCHINI et al. (1980) untersucht. So sind an Tonmineralien vorwiegend Chlorit, Chlorit-Vermiculit und Illit zu finden. Mit geringerem Anteil vertreten sind Illit-Chlorit und Kaolinit. Sepiolit wurde nur innerhalb der sandigen Ablagerungen festgestellt; da hingegen mit dominierendem Anteil.

Meist ist in diesen Tönen ein geringer Gehalt an feinem Silt festzustellen.

Sandsteine

Anwitterungsfarbe: hell olivegrau (5Y 6/1).

Bruchfarbe : grünlichgrau (5GY 6/1)

Die mächtigste in diesem Bereich angetroffene Sandsteinbank misst ca. 6cm. Die Mächtigkeiten der meisten anderen Bänke sind bedeutend niedriger. Ihre Basisflächen sind eben und mit zahlreichen Strömungsmarken versehen. In mächtigeren Turbiditen treten vielfach "convolution structures" auf. Der detaillierte Mineralgehalt wird anschliessend aufgeführt. Er ist stellvertretend für die Sandsteine aller vier Tisirène-Member.

Ti II - Member der Tisirène-Einheit (Profil 11b und 11c)

Alter: Valanginian - unteres Hauterivian (liegt im Bereich der Palynozonen Bund unteren C)

Dieser Abschnitt enthält wechsellagernde sandige Turbidite von unterschiedlicher Mächtigkeit. Typisch sind dabei die bis zu 30 m mächtigen Einschaltungen feiner Kalziturbidite mit mergeligen Zwischenlagen. Im Vergleich zu den tieferen Profilen ist eine Abnahme der Mergelanteile sowie der detritusfreien Kalkbänke zu beobachten. Bei den Tonen hingegen ist eine deutliche Zunahme zu verzeichnen. Daneben werden in diesem Niveau die schönsten flächenhaft verteilten Strömungsmarken beobachtet.

Mergel

Anwitterungsfarbe: hell olivegrau (5Y 6/1) bis mittleres Hellgrau (N6)

Bruchfarbe : meist mittelgrau (N5) oder mittleres Dunkelgrau (N4)

Die Mergel spalten in maximal 5 mm dicke Blätter. Diese Werte unterliegen jedoch lokal starken Veränderungen. Die Mergel sind meist frei von Silt. Dennoch kann der Siltgehalt unmittelbar vor dem Einsetzen einer darüber folgenden Calcarenitbank ansteigen. Das Mergel/Kalk-Verhältnis in der genannten Wechsellagerung schwankt zwischen 1:3 und 3:1.

Das im Mergel enthaltene Nannoplankton ist aufgearbeitet. Dies geht aus den beobachteten Altersunterschieden zwischen Palynomorphen und Nannofossilien hervor.

Kalke und Calcarenite

Anwitterungsfarbe: hell olivegrau (5Y 6/1)

Bruchfarbe : dunkelgrau (N3)

Dabei handelt es sich meist um pelagische Mikrite oder Mikrosparite mit unterschiedlichem Fossilgehalt:

- Foraminiferen
- Nannoplankton
- Calpionellen
- Echinodermentrümmer

Der Erhaltungszustand dieser Fossilien deutet ebenfalls auf eine Umlagerung hin. Der Gehalt an detritischem Quarz ist sehr unterschiedlich. So schwankt er zwischen wenigen Prozenten (10%) und dominierendem Anteil (turbiditische Calcarenite). In den Calcareniten werden oft vollständige Bouma-Zyklen beobachtet. Der Quarz-detritus ist meist stark korrodiert und subangular. Dabei setzt sich das "T_a"-Bouma-Member vorwiegend aus karbonatischen Kompo-

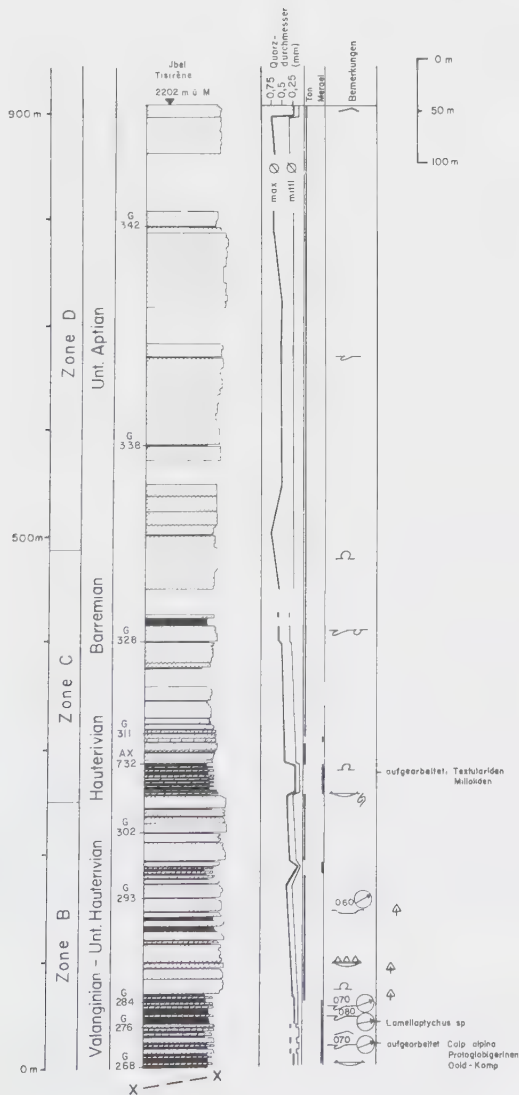
Mineralogische Zusammensetzung der Tisirène-Sandsteine

- Quarz:
- Anteil im Jbel Tisirène-Profil von unten nach oben zunehmend (von 50% bis 98% ansteigend).
 - Sortierung der Quarzkörner von unten nach oben sukzessive abnehmend (vergl. Fig. 34).
 - Monokristalline und polykristalline Körner.
 - Rundungsgrad: häufig subangular, ausnahmsweise in höheren Niveaux stark gerundet.
 - Die einzelnen Körner sind durch randliche Umwandlung meist korrodiert.
- Feldspat:
- Anteil im unteren Profilteil zwischen 5% und 25%, im oberen Profilteil zwischen 2% und 15%.
 - Der nach oben sinkende Feldspat-Gehalt ist hauptsächlich auf die zunehmende Umwandlung zu Kalzit (resp. "Matrix") zurückzuführen.
 - Die Plagioklase sind sauer bis intermediär.
 - Bei den Kalifeldspäten ist oft Mikroklin anzutreffen.
- Kalzit:
- Anteil variiert zwischen 2% und 40%.
 - Innerhalb der Bänke von unten nach oben steigender Gehalt.
 - Entstanden durch spät-diagenetische Verdrängung von Feldspat.
- Glimmer:
- Biotit- und Hellglimmer-Gehalt maximal 1% bis 2%.
 - Häufig chloritisiert, teilweise sekundär deformiert.
- "Matrix":
- Lokal sehr stark variierender Anteil (zwischen 2% und 40%).
 - Nur geringfügig serizitisiert, meist quarzitisch; spricht auch teilweise auf Plagioklas-Anfärbung an.
 - Hauptsächlich entstanden durch Verdrängung von Quarz und Feldspat.
 - Oft kann der Kalzit nicht klar von der "Matrix" unterschieden werden, da eine kryptokristalline Verfilzung vorliegt.

Die Schweremineralien sind in Kap. 3.6.2 beschrieben.

Die Korndurchmesser der Sandsteine innerhalb der betreffenden Tisirène-Member werden in Fig. 34 dargestellt.

Fig. 34: Sammelprofil des Jbel Tisirène (Ausschnitt aus Fig. 33).
 Ausser den wichtigsten Bemerkungen werden die Zwischen-
 lagen der Sandsteinbänke in Mergel und Tone unterteilt.
 Interessant ist auch die Kurve der Kornsortierung



Ti III - Member der Tisirène-Einheit (Profil 11d)

Alter: Oberes Hauterivian, Barremian, Aptian
(liegt im Bereich der Palynozonen C und D)

Die Serien dieses Members dominieren innerhalb der Tisirène-Einheit. In diesem Member fehlen die Mergel- und Karbonateinschaltungen. Dafür gelangen die turbiditischen Ablagerungen zu enormer Dominanz. Demgegenüber verringert sich die Präsenz der pelitischen Zwischenlagen ganz deutlich. Im Felde fällt diese Einheit durch mächtige Sandsteinbänke auf.

Tone

Anwitterungsfarbe: gelblichgrau (5Y 7/2) bis mittelgrau (N5)

Bruchfarbe : hell olivegrau (5Y 6/1) bis mittel bläulichgrau (5B 5/1)

Die Mächtigkeit der Einschaltungen liegen im cm- bis dm-Bereich, wobei die Grenzen zu den Sandsteinen sehr scharf sind.

Der Kalkgehalt liegt in diesem Niveau bei 3%. An Tonmineralien treten hier hauptsächlich Sepiolit, Chlorit und Illit auf. Chlorit-Vermiculit, Illit-Chlorit und Kaolinit sind reduziert anzutreffen (CHIOCCHINI et al., 1980).

In den Tönen ist ein geringer Siltgehalt festzustellen (feine Siltfraktion).

Sandsteine

Anwitterungsfarbe: hell olivegrau (5Y 6/1)

Bruchfarbe : grünlichgrau (5GY 6/1)

Die Bankmächtigkeiten belaufen sich auf maximal 20 m, wobei häufig Amalgamierung der einzelnen Turbidite zu beobachten ist. Oft sind an den Basisflächen der Turbidite kleine "crevasse channels", "flute casts" und "drag marks" zu sehen. Innerhalb der mächtigen Turbidite ist neben einer schwachen Gradierung vielfach "convolution bedding" zu beobachten. Vereinzelt sind in den Sandsteinen karbonatische Komponenten oder dann arenitische "crevasse channel"-Füllungen mit Hohlräumen herausgewitterter Orbitolinen zu finden (vergl. Profil Nr. 16).

Ti IV - Member der Tisirène-Einheit

Alter: Im E-Teil der Einheit: Mittleres Aptian bis mittleres Albian (liegt im Bereich der Palynozone F)

Im W-Teil der Einheit: Mittleres Albian bis oberes Albian; ohne Vraconnian (liegt im Bereich der Palynozone G)

Die besten Aufschlüsse dieses Members sind in der Region um Ksar-es-Srhir zu finden (W-Teil der Tisirène-Einheit). Auch zwischen Ketama und Targuist sind geringmächtige Anteile dieses Ti IV - Members aufgeschlossen (E-Teil der Tisirène-Einheit, G 503).

Profil Nr. 17 kann in dieses Member gestellt werden. Da die Datierungen anhand der Palynomorphen ergebnislos verliefen, musste auf Profil-Datierungen äquivalenter Tisirène-Niveaux ausgewichen werden. Eine gute Möglichkeit ergab sich durch die Diskussion mit W.KUHNT und J.THUROW (Universität Tübingen). Sie beobachteten ein Profil desselben Tisirène-Members entlang der neu erschlossenen Küstenstrasse bei Ksar-es-Srhir. Von ihnen stammen hauptsächlich die nachfolgenden Beobachtungen des Ueberganges aus grobbankigen zu geringmächtigen Sandsteinlagen.

So folgt nach einer letzten ca. 4 m mächtigen Sandsteinbank (Ti III-Member) eine bereits zu Member Ti IV gehörende Flysch-Abfolge von ca. 10 m Mächtigkeit. Dabei sind zwei deutliche Zyklen mit gegen oben zunehmender Bankmächtigkeit zu beobachten ("thickening upward cycles"). Die Mächtigkeit der Tonzwischenlagen liegt zwischen 5 cm und 20 cm. Nach einem letzten 4,5 m mächtigen Abschnitt mit unregelmässiger Bankung (max. 80 cm mächtig) enden die Sandlieferungen.

KUHNT & THUROW (mündl. Mitteilung) beobachten ca. 11 m über dem Ende der Sandlieferungen eine Vraconnian-Planktonfauna.

3.4.2 Biostratigraphie der Tisirène-Einheit

Mergelschiefer, Calcarenite und Kalke der unteren zwei Tisirène-Member

Die folgenden Beobachtungen beziehen sich ausschliesslich auf das Profil des Jbel Tisirène (Profil Nr. 11a, 11b). So können im untersten Abschnitt von Profil Nr. 11a Calpionella alpina und Tintinnopsella carpathica sicher bestimmt werden. Ausserdem sind planktonische Foraminiferen (Protoglobigerinen) zu beobachten.

In den karbonatischen Feinkonglomeraten sind neben Crinoiden-Stielgliedern Aptychen (Lamellaptychus sp.) enthalten. Zudem finden sich zahlreiche Extraklasten mit Schalenrümern. Die Nannoplankton-Untersuchungen stammen aus einem lithologisch äquivalenten Profil gleichen Alters entlang der Strasse Ketama - Bab Aousgâne - El Jabha (Koordinaten: 576'225 / 497'625). Dabei wurde Watznaueria barnesae, Nannoconus gr. steinmanni sp. 112 und wenig Nannoconus brönnimanni gefunden. Dieser Fossilgehalt weist hier auf einen Tithonian-Berriasian-Übergang hin.

Interessant ist der Fossilgehalt der höheren Niveaux des Jbel Tisirène-Profiles. Im oberen Teil von Member Ti II verschlechtert sich der Erhaltungszustand der Calpionellen rapide. Auch zahlenmässig geht ihre Präsenz zurück. Oberhalb von Profil Nr. 11c ergibt das beobachtete Nannoplankton ein Valanginian-Alter (G 307: Watznaueria barnesae, Nannoconus colomii, Nannoconus steinmanni, Cosnuphaera mexicana, Nannoconus globulus). Die entsprechenden Palynomorphen hingegen deuten klar auf Hauterivian hin. Dieser Gegensatz erklärt sich wohl durch eine Aufarbeitung der Nanno-Fossilien. Dies ist auch der Grund, weshalb über Profil Nr. 11a₂ keine Datierungen mehr nach fossilem Nannoplankton vorgenommen werden können. Das gleiche Problem trifft auch auf die beobachteten Foraminiferen zu. So finden sich neben Protopenneroplis sp. (P. striata?) Fragmente von Thaumatoporella, Textulariden, Milioliden und Verneuliniden.

An Calpionelliden werden Crassicollaria, Calpionella elliptica, Calpionellopsis und Tintinnopsella beobachtet. Die grosse Zahl beschädigter Individuen lässt auch hier auf eine Umlagerung schliessen.

Daneben finden sich Ostracoden- und Crinoidentrümmer.

Die vollständigsten Datierungs-Resultate innerhalb der Mergel, Calcarenite, Kalke und Tone der Tisirène-Einheit können anhand von Palynomorphen erreicht werden. Die Beschreibung der Palynomorphen wird deshalb nicht nach lithologischen Kriterien vorgenommen. Viel besser eignet sich eine Beschreibung, die einer Unterteilung entsprechend den speziell dafür erarbeiteten Palyno-Zonen folgt (vergl. Kap. 5.1; Tisirène-Einheit).

Die Sporomorphen spielen allgemein eine wichtige Rolle. Dinoflagellaten-Zysten und Mikroforaminiferen werden wohl regelmässig beobachtet, sind jedoch zahlenmässig schwach vertreten. Das Gesamtspektrum der Palynomorphen weist auf Einflüsse aus dem Deltabereich hin (vergl. Kap. 5.1).

Die Palynomorphen-Assoziationen der in dieser Einheit bearbeiteten Proben erlauben eine Einteilung in sieben Zonen (Zone A bis G):

Zone A

- Umfasst die Basis des Jbel Tisirène-Profiles (Berriasian)
- Entspricht dem Member Ti I
- Proben: G 492, G 493

Dinoflagellaten-Zysten: Mendicodinium
Dingodinium
Sirmiodiniopsis
Biorbifera johnewingii
Druggidium apicopaucicum
Microdinium opacum
Microdinium cf. opacum

Sporen: Cicatricosisporites australiensis
C. myrtelli
C. sternum
C. recticicatricosus
Plicatella

Gymnospermen-Pollen: Dicheiropollis etruscus
Ephedripites multicostatus

Zone B

- Alter: unteres Valanginian - unteres Hauterivian
- Liegt teilweise in Member Ti II
- Proben: G 268, G 490, G 491, AX 702, G 276, G 284, G 302

Dinoflagellaten-Zysten: Druggidium deflandrei
Biorbifera
Dingodinium spinosum
Chlamydophorella trabeculosa
Subtilisphaera perlucida
Hystrichodinium compactum
Microdinium spinosum
Mendicodinium sp. A
Aprobolocysta varigranosa
Cyclonephelium distinctum
Chlamydophorella nyei

Sporen: Plicatella
Gleicheniidites
Impardecispora apiverrucata
I. tribotrys
Apiculatisporis

Gymnospermen-Pollen: siehe Zone A

Zone C

- Alter: oberes Hauterivian - unteres Barremian
- Liegt teilweise in Member Ti III
- Proben: AX 732, G 311, G 328
zusätzlich aus Profil Nr. 13 (nördlich Chef-
chaouene): G 211, G 214, G 218

Dinoflagellaten-Zysten: Druggidium deflandrei
Coronifera oceanica
aussetzende Formen: Mendicodinium aff. groenlandicum
Mendicodinium sp. A
Dingodinium cf. spinosum

Sporen: Alisporites (selten)
aussetzende Formen: Contignisporites cooksoni
Trilobosporites bernissartensis
Impardecispora apiverrucata
I. tribotrys

Gymnospermen-Pollen: Dicheiropollis etruscus

Angiospermen-Pollen: Clavatipollenites hughesii

Zone D

- Alter: unteres Barremian - unteres Aptian
- Fällt in Member Ti III
- Proben: G 338, G 342

Dinoflagellaten-Zysten: Subtilisphaera ventricosa
Cribroperidinium edwardsii
Hystrichodinium pulchrum
Palaeotetradinium sp. A
Trichodinium castaneum
Aprobolocysta varigranosa

Gymnospermen-Pollen: Dicheiropollis etruscus

Angiospermen-Pollen: Clavatipollenites hughesii
Stellatopollenites sp. 1
Retimonocolpites sp. A
"Reticulatasporites" jardinus
Typ 1
Stellatopollis cf. barghoornii
Inaperturopollenites cf. hiatus

Zone E

- Alter: unteres Aptian
- Die entsprechenden Proben aus der Tisirène-Einheit waren negativ
- Positive Resultate sind aus dem "Neocomien" von Meloussa bekannt (vergl. Kap. 5.2)

Zone F

- Alter: oberes Aptian - unteres Albian
- Probe: G 503, stammt aus einer Tisirène-Schuppe zwischen Ketama und Targuist

Dinoflagellaten-Zysten: Muderongia perforata
Dinopterygium tuberculatum
Subtilisphaeridium cheit
Gonyaulacysta cassidata
Litosphaeridium arundum

Gymnospermen-Pollen: Inaperturopollenites cf. hiatus

Angiospermen-Pollen: Stellatopollis barghoornii
St. aff. dubius
"Reticulatasporites" jardinus
Typ 2 und 3
Tricolpites micromunus
T. vulgaris
Striatopollis vermimurus

Zone G

- Alter: mittleres - oberes Albian (ohne Vraconnian)
- Liegt in Member Ti IV, aufgeschlossen in Profil Nr. 17
- Zusätzliches Probenmaterial dieser Zone wurde freundlicherweise durch W.KUHNT und J.THUROW zur Verfügung gestellt

Dinoflagellaten-Zysten:	<u>Hapsocysta peridicta</u> <u>Codoniella psygma</u> <u>Chlamydophorella discreta</u> <u>Xenacus ceratiodes</u> <u>Subtilisphaera terrula</u>
Sporen:	<u>Crybelosporites pannuceus</u>
Angiospermen-Pollen:	<u>Retimonocolpites</u> <u>"Reticulatasporites" jardinus</u> <u>Retimonocolpites dividius</u> <u>Monocolpopollenites</u> <u>Rousea geranioides</u> <u>Rousea sp. A</u> <u>Rousea georgensis</u> <u>Striatopollis paraneus</u> <u>Phimopollenites angathallaensis</u> <u>Phimopollenites sp. A</u> <u>Dryadapollis argus</u> <u>Tricolporopollenites sp. A</u> <u>Elateropollenites jardinei</u>

Sandsteine

In reinen Sandsteinen konnten keine Fossilreste gefunden werden. Die Untersuchungen feinkörniger Arenite mit zahlreich enthaltenen Pflanzenresten verliefen selbst in Bezug auf die Palynomorphen ergebnislos.

Einzigste Ausnahme bilden die spärlichen karbonatischen Einschaltungen feinkonglomeratischer "scour channel"-Füllungen in Profil Nr. 16 (Tisirène-Member Ti III). Hier lassen sich noch vereinzelt flachkonische Orbitolen des Barremian-Aptian (?) feststellen.

In den "T_a"-Bouma-Membren des tieferen Jbel Tisirène-Profiles kann vereinzelt Lamellaptychus sp. beobachtet werden.

Alle anderen Sandsteine erwiesen sich als fossilfrei.

3.4.3 Sedimentologie der Tisirène-Einheit

In den unterkretazischen Sedimenten der Tisirène-Einheit wurden insgesamt 11 Profile aufgenommen, von denen hier die wichtigsten 9 diskutiert werden.

Das bedeutendste aller dieser Profile ist das Profil des Jbel Tisirène. Es umfasst beinahe die ganze Unterkreide-Serie der Tisirène-Decke und lässt sich gut mit den anderen Profilen der Einheit vergleichen.

Profil Nr. 11

Profil des Jbel Tisirène

Fig. 33 Sammelprofil der Tisirène-Einheit

Koordinaten:

Basisprofil (11a): 541'700 / 489'500

Hauptprofil

Profilbeginn: 542'650 / 489'500

Profilende : 543'610 / 490'470

In der folgenden Beschreibung der Sedimentologie wird das vollständige Profil diskutiert. Dabei liegt das Hauptgewicht der Beobachtungen auf vier über das ganze Profil verteilten Detailprofilen (Profil Nr. 11a, 11b, 11c, 11d).

Jedes dieser Detailprofile gibt Einblick in die jeweils typischen Ablagerungsarten des betreffenden Bereiches.

Ausgangspunkt und zugleich Basis des Jbel Tisirène-Profiles bildet

Profil Nr. 11a₁, a₂

Detailprofil an der Strasse Bab Berret - Bab Taza, ca. 4,5 km westlich Bab Berret

Fig. 37: Profil Nr. 11a₁

Fig. 38: Profil Nr. 11a₂

Dieses Profil zeigt eine 100 m mächtige Abfolge vorwiegend kalziturbiditischer Ablagerungen. Es ist vom darüber folgenden Hauptprofil des Jbel Tisirène durch eine tektonische Abscherungsfläche getrennt.

Altersmässig kann Profil Nr. 11a in den Jura-Kreide-Uebergang respektive ins (Tithonian)-Berriasian gestellt werden (Calpinella alpina).

Unterer Profilteil (Profil_Nr. 11a₁)

Das Profil setzt sich grösstenteils aus einer Wechsellagerung von schiefrigen Mergeln und pelagischen Kalken zusammen.

Die Mächtigkeit der Kalkbänke variiert zwischen 2 cm und 1 m.

Die Kalke enthalten oft Quarzdetritus in Siltfraktion. Entsprechend dem mengenmässigen Anteil an detritischem Quarz sind die Innenstrukturen auf den Anwitterungsflächen mehr oder weniger gut zu beobachten. Häufig sind an der Basis solcher Kalziturbidite eigentliche karbonatische Brekzienlagen anzutreffen (Fig. 35).

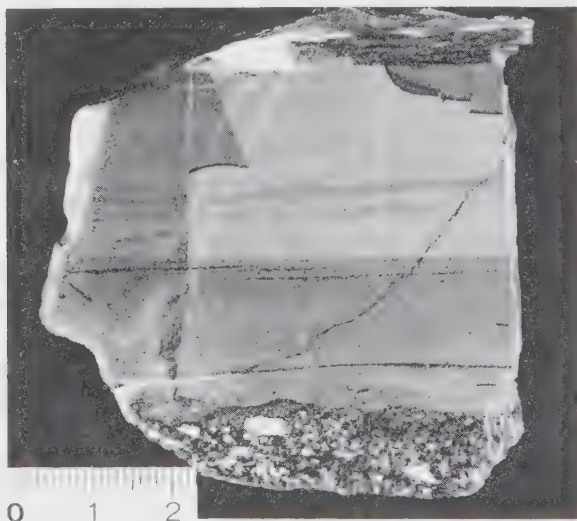


Fig. 35: Feinbrekziöse Basis eines Kalziturbidites

Die Mächtigkeit dieser Einschaltungen liegt meist zwischen einigen Millimetern und 2 cm. Die dominierende Komponentengrösse dieser Lieferungen liegt zwischen 0,1 mm und 8 mm. Dabei ist eine normale Gradierung festzustellen. Auf den Anwitterungsflächen solcher Schüttungen können häufig kleine Exemplare von *Lamellaptychus* sp. gefunden werden. Oft füllt diese Brekzie "scour channel"-artige Erosionsformen an den Bankunterseiten auf (Fig. 36). Die Breite solcher "Rinnen" liegt zwischen 10 cm und 30 cm, die Tiefe bei ca. 3 cm. Der Kontakt zu den darüber folgenden sandigen bis siltigen Kalken ist immer scharf und selten gewellt. Innerhalb dieser Kalke ist eine leichte Gradierung zu erkennen. Besonders in den Bereichen der Sandfraktion tritt meist deutlich gewellte parallele Lamination ("in-phase ripple lamination") auf. Erst im Oberteil der Gesteinsbänke erkennt man noch leichte Kreuzschichtung, die anschliessend von mergeligen Schiefern überlagert wird.

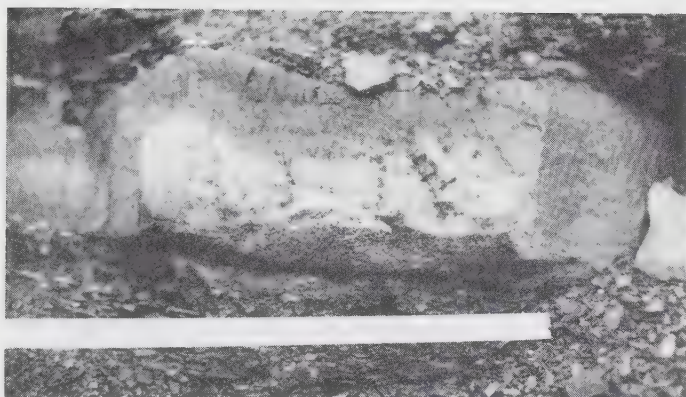


Fig. 36: Kleine, "channelartige" Erosionsform gefüllt mit feinem brekziösen Material (karbonatisch)

Die beschriebenen Abfolgen können als "Ta-d"-Bouma-Zyklen interpretiert werden. Die mergeligen Sequenzen kommen selten in reiner Form vor. Meist enthalten sie siltige Lagen, die sich scharf gegen die umgebenden Schichten abgrenzen lassen.

Beobachtet man speziell die Innenstrukturen der Calcarenite, so tauchen neben typischen Abfolgen von Parallel-Lamination - Kreuzschichtung ("small current ripples") auch Sequenzen mit "convolute bedding" auf. Dabei sind diese Rutsch- oder Fliegsstrukturen oft auf geringmächtige Turbidite beschränkt. Die Achsen der gestauchten Lagen streichen meist in N-S Richtung (350° - 170°).

An den Unterseiten der Turbidite sind neben "flute casts" auch "load structures" zu erkennen. Die "flute casts" weisen auf Strömungen aus WNW (ca. 300°) hin.

Oberer_Profilteil (Profil Nr. 11a2)

In diesem Abschnitt des Profils setzt sich die Wechsellagerung von schiefrigen Mergeln und Kalziturbiditen fort. Bezüglich der brekziösen Basisabschnitte ist eine Steigerung sowohl der Komponentendurchmesser (max. 1,1 cm; Mittel 6 mm) als auch der Mächtigkeit der einzelnen Lagen festzustellen. Die Innenstrukturen sind dank dem leicht gröberen und zudem vermehrt auftretenden Quarzdetritus besser sichtbar. In diesem Profilabschnitt treten vollständige Bouma-Zyklen auf. Unvollständige "Boumas" hingegen weisen immer ausgeprägte Parallel-Lamination und nachfolgende Kreuzschichtung auf ("small current ripples").

Solche Rippeln setzen sich oft bis an die Oberseite der arenitischen Kalkbänke fort und sind deshalb für die gewellten Oberflächen verantwortlich.

Im oberen Teil des Profils können an der Bankunterseite von Kalziturbiditen schwach ausgebildete "flute casts" und Spuren von Bioturbation beobachtet werden.

Interpretation

Die sand- und siltfreien Mergel und Kalke sind von pelagischem Typ "G" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Deutliche Hinweise dazu geben die in den Dünnschliffen beobachteten pelagischen Foraminiferen.

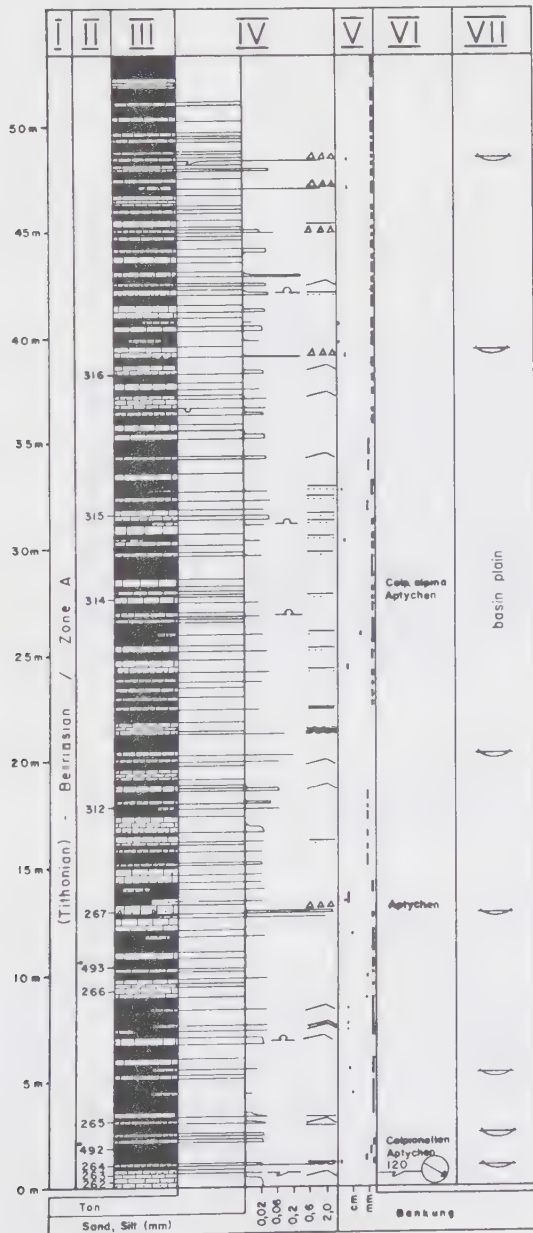
Im unteren Profilteil werden diese Ablagerungen durch Kalziturbidite mit unvollständigen "Bouma"-Zyklen der Typen "T_{a,e}", "T_{b-e}" und "T_{c,d,e}" unterbrochen.

Vollständige Bouma-Zyklen vom Typ "T_{a-e}" sind relativ selten und treten erst ab ca. 55 m in Erscheinung. Nach diesen Zyklen folgen meist wieder längere "Ruhepausen", die nur durch geringmächtige Sandstein- oder Siltbänke (teils linsenförmig) unterbrochen werden.

Paläogeographisch handelt es sich um "basin plain"-Fazies, die im Bereiche auslaufender Schüttungen liegt. Der Inhalt der kleinen "scour channels" deutet auf die Umlagerung von ursprünglich im Schelfbereich sedimentiertem karbonatischem Material hin. Da es sich hier um stark verästelte "channels" der "outer fan"-Fazies handeln kann, müssen die Strömungsrichtungen mit Vorsicht interpretiert werden.

Interessant ist die Frage nach dem Ursprung der in den "T_{a-e}"-Zyklen angetroffenen Komponenten. So sind die groben karbonatischen Anteile innerhalb der Basisabschnitte wohl gradiert. Ihre Komponenten lassen sich aber in den weiteren Bankabschnitten nicht mehr auffinden. Im Gegensatz zum Quarzdetritus der höheren Bankabschnitte könnte es sich um Resedimente des küstennahen Schelfbereiches handeln.

Fig. 37: Profil Nr. 11a₁ Detailliertes Profil an der Strasse Bab
Berret - Bab Taza, ca.
4 km westl. Bab Berret



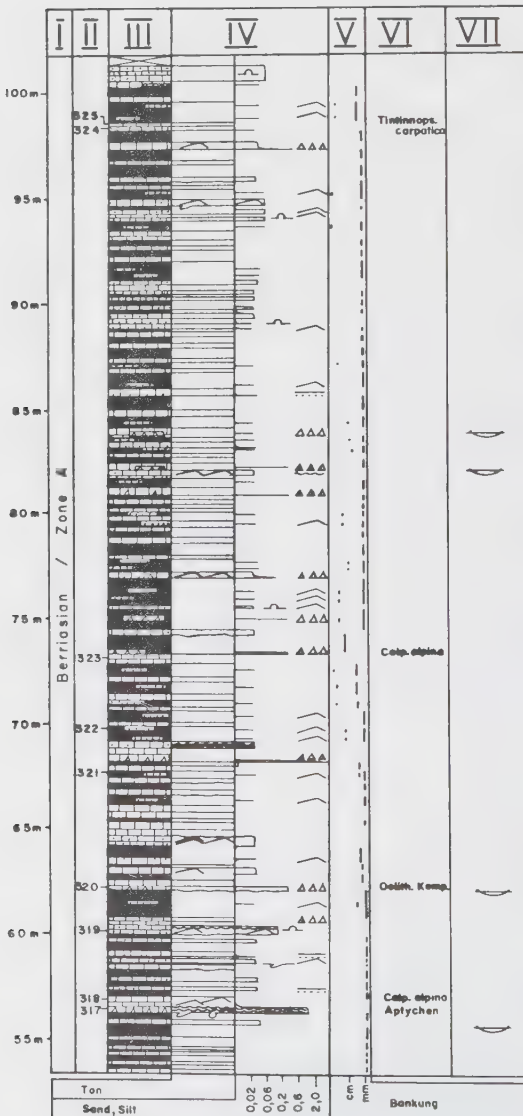
ACHTUNG

Mergel sind ausnahmsweise schwarz dargestellt!

Fig. 38:

Profil Nr. 11a₂

Direkte Fortsetzung von Profil Nr. 11a₁, ebenfalls
an der Strasse Bab Berret - Bab Taza, ca. 4 km
westlich Bab Berret



ACHTUNG

Mergel sind ausnahmsweise
schwarz dargestellt!

Hauptprofil des Jbel Tisirène

Das Hauptprofil der Jbel Tisirène-Masse liegt ca. 3,6 km westlich Bab Berret. Dort sind an einem nach S orientierten Anriss ca. 800 m der unterkretazischen Tisirène-Flysche aufgeschlossen.



Fig. 39: Jbel Tisirène von S her gesehen (Gipfel im Nebel).
Im Vordergrund die ca. 350 m hohe Serie mit Valanginian- bis und mit Hauterivian-Alter. Dies entspricht dem Ti II-Member und umfasst die vollständige Palynozone B und die untere Hälfte der Palynozone C (vergl. Fig. 33, 34).

Beschreibung der zwischen Profil Nr. 11a₂ und Profil Nr. 11b gelagerten Sedimente _ _ _ _ _

In diesem Zwischenteil sind neben den wechsellagernden Mergeln und Calcareniten erstmals Tonschichten anzutreffen. Durch die zwischen Profil Nr. 11a₂ und dem Hauptprofil des Jbel Tisirène eingeschaltete Ueberschiebungsfläche wurde dieser Zwischenbereich tektonisch deutlich reduziert. Aus diesem Grunde kann das erstmalige Auftreten der Wechsellagerung von Ton und Sandsteinen nicht beobachtet werden.

Erwähnenswert ist die basale Brekzie eines 10 cm mächtigen vollständigen Bouma-Zyklus. So finden sich innerhalb der 2,5 cm mächtigen karbonatischen Feinbrekzie zwei aufeinander folgende, schwach invers gradierte Abfolgen. Darüber folgt dann nach einer ca. 1 mm bis 2 mm mächtigen Parallel-Lamination ("T_b"-Bouma-Member) eine normale Abfolge der restlichen Bouma-Member. Diese Erscheinung ist den turbiditischen "high-density"-Ablagerungen (S₂), gefolgt von Lagen residualer "low-density turbidity currents" sehr ähnlich (LOWE, 1982).

Das gleiche Phänomen dürfte in den höheren Partien des Jbel Tisirène-Profiles zu den mächtigen turbiditischen Ablagerungen geführt haben.

Profil Nr. 11b

Detailprofil aus dem unteren Teil des Jbel Tisirène-Hauptprofils (Member Ti II, Palynozone B)

Fig. 42

Das Jbel Tisirène-Hauptprofil weist im unteren Drittel vier grössere Bereiche mit geringen Sandlieferungen auf (die "Unterlage" von Profil Nr. 11a mitgezählt).

Es handelt sich dabei hauptsächlich um Wechsellagerungen von schiefrigen Mergeln, Calcareniten und Tonlagen ähnlich dem Profil Nr. 11a. Solche Einschaltungen können durch Verschiebung des "fan"-Ablagerungsraumes bedingt sein. Auch eine im Hinterland erfolgte Abnahme der Detrituslieferungen (ev. Niveauveränderungen) kann zum gleichen Ergebnis führen.

Profil Nr. 11b gibt nun einen Ueberblick über die nach der ersten "Ruhephase" erstmals einsetzenden grösseren turbiditischen Sandsteinzyklen. Das dargestellte Detailprofil umfasst eine 34 m mächtige Flyschabfolge, die altersmässig ins Valanginian - unteres Hauterivian (Palynozone B) gestellt werden kann.

Die ab 10 m einsetzenden Sandsteinzyklen sind vollständig kalkfrei und setzen sich aus mehreren einzelnen Turbiditen zusammen. So setzt der Basis-Turbidit meist mit ausgeprägten "flute casts" (Typ "flute à tire-bouchon", Fig. 40) ein. Die meisten Turbidite sind amalgamiert. Die Sandsteinbänke sind klar gradiert, vollständige Bouma-Zyklen sind selten. Die meisten basalen Bänke der einzelnen Zyklen ("bedset", CAMPBELL, 1967) sind massig und weisen keine weiteren Innenstrukturen auf. Erst in den nachfolgenden "beds" folgen Strömungsrippeln. Anhand der "flute casts" handelt es sich um Strömungen aus SW. In die pelitischen Sequenzen zwischen den sandigen Turbiditen sind vielfach feine Sandsteinbänke eingelagert (Fig. 41). Sie weisen scharfe Unter- und Oberseiten auf und sind im oberen Teil kreuzgeschichtet. Dies führt oft zu "pinch and swell"-Bankung oder zu linsenförmigen Einschaltungen.

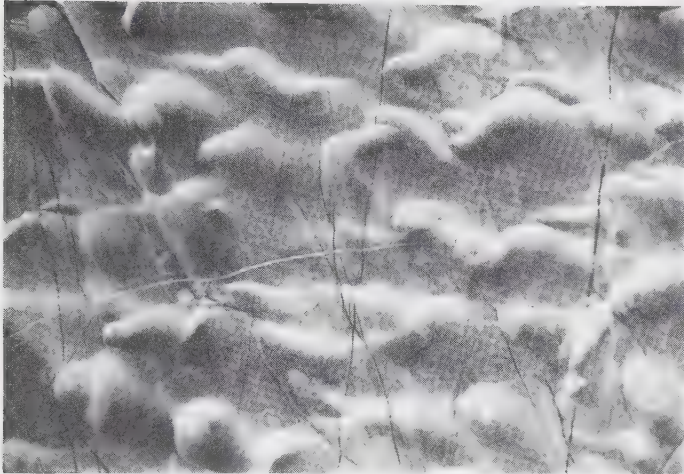


Fig. 40: "Flute casts" vom Typ "flutes à tire-bouchon".
Strömung von links oben. Breite des Bildes
28 cm.



Fig. 41: Geringmächtige Sandsteinbank mit scharfer Ober-
und Untergrenze. Untere Hälfte parallel laminiert,
obere Hälfte kreuzgeschichtet.

Interpretation

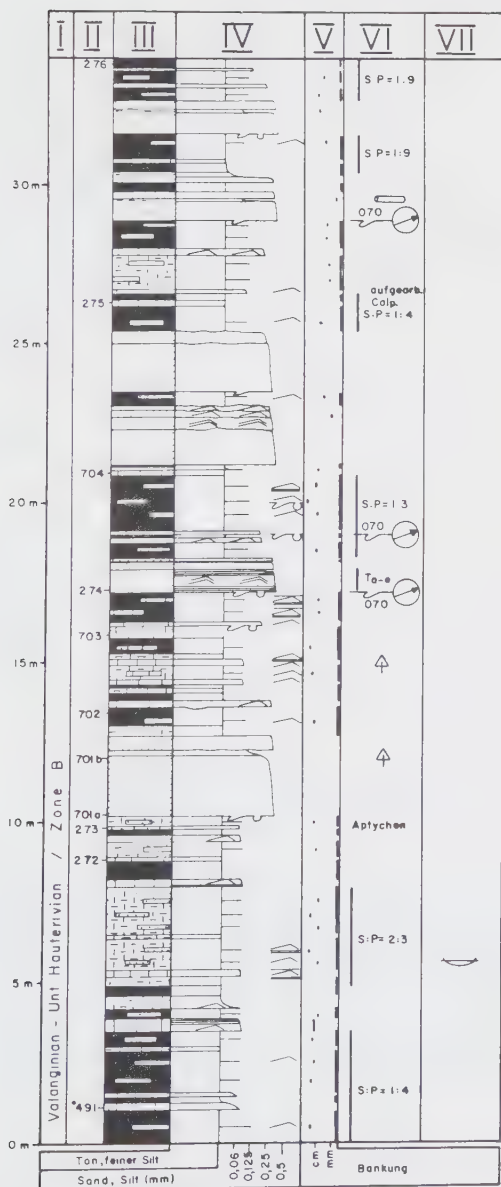
Die einzelnen Turbidite (gössere Exemplare) der Sandsteinzyklen können nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) in den Faziesbereich "C" gestellt werden. Die dazwischen gelagerten geringmächtigen Sandsteinlagen sind vergleichbar mit den von MUTTI (1977) beobachteten dünnbankigen Sedimenten. Sie könnten im Umfeld von "channels" und ihren entsprechenden "lobes" angesiedelt werden.

Bemerkenswert ist die Aenderung der Strömungsrichtung gegenüber den Messungen in Profil Nr. 11a. Der Grund für diese Richtungsänderung kann in Veränderungen des Strömungsregimes bezüglich der jeweiligen Position im Ablagerungsraum des betreffenden "fan" gesucht werden.

Im Vergleich zu Profil Nr. 11a wäre jedoch auch die Annahme einer zweiten Detritusquelle gut möglich (vergl. Kap. 3.4.1).

Fig. 42:

Profil Nr. 11b Detailprofil aus dem unteren Teil des
Jbel Tisirène-Hauptprofils (Member Ti II,
Palynozone B)



Hauptprofil des Jbel Tisirène zwischen Profil Nr. 11b
und Profil Nr. 11c _ _ _ _ _

In diesem Zwischenbereich hält die Wechsellagerung von sandigen Kalken und mergeligen, respektive tonigen Schichten noch über ca. 20 m an (bis ca. 70 m ab Beginn des Hauptprofils). Anschließend erfolgt ein deutlicher Sedimentationswechsel. So setzen in diesem Bereich die ersten mächtigen Turbidite ein. Es handelt sich vielfach um bis zu 8 m mächtige Abfolgen einzelner, oftmals amalgamierter turbiditischer Sandsteinbänke (zu je 2 m bis 3 m Mächtigkeit). Dabei sind in den geringmächtigeren Turbiditen (1 m bis 2 m) vollständige Bouma-Zyklen zu erkennen.

An der Basis liegen massige bis planparallel laminierte Abschnitte. Erst unmittelbar vor Abschluss des Turbidites folgt das "T_C"-Bouma-Member. Es ist meist sehr deutlich ausgebildet und vermag so die Oberfläche der einzelnen Sandsteinbänke zu beeinflussen (Rippelbildung). Darüber folgt oft ein abschliessendes "T_d"-Bouma-Member von geringer Mächtigkeit, das mit scharfem Kontakt in den pelitischen "T_e"-Bouma-Bereich überleitet oder direkt vom nachfolgenden "T_a"-Member überfahren wird.

Oft sind bei den mächtigeren Turbiditen die Innenstrukturen der Anwitterung wegen schlecht sichtbar, sodass die Sandsteine vielfach nur massig erscheinen.

Da diese Sandsteine zusätzlich rekristallisiert sind, ist es schwierig, ausser einer schwachen Parallel-Lamination eine leichte (inverse?) Gradierung festzustellen. Am ehesten weisen solche massigen Basis-Abschnitte (inkl. dem parallel laminierten Abschnitt) auf "traction-carpet layers" (S₂) respektive auf "suspension sedimentation deposits" von "high-density turbidity currents" hin (LOWE, 1982). Die darüber gut sichtbaren "T_{C-e}"- oder "T_{b-e}"-Bouma-Member würden demnach dem "residual turbidity current" ("low-density") entsprechen.

In massigen Bereichen treten häufig bankungsinterne Gleitungen ("convolution") auf. Dabei sind dislozierte Abschnitte von bis zu 50 cm Mächtigkeit zu sehen.

Neben "flute casts" (Typ "tire-bouchon"), die durch SE-gerichtete Strömungen (aus 290°) gebildet wurden, treten häufig kleine "channelartige" Erosionsformen geringer Teife (ca. 4 cm bis 7 cm) auf. Die darin enthaltenen Resedimente (max. Durchmesser 4 mm) deuten auf eine Herkunft des Materials aus einem Schelfmeer hin (Oolithe, Extraklasten, Fossiltrümmer).

Die in den zahlreichen Tonzwischenlagen auftretenden geringmächtigen Turbidite hingegen weisen meist ein dominantes "T_C"-Bouma-Member auf und sind reich an Hellglimmern und Pflanzenresten.

Interpretation

Die beschriebenen Ablagerungen entsprechen der Fazies "C" bis "D" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Mit dem Auftreten der ersten grösseren Sandsteinturbidite kündigen sich "proximalere" Einflüsse an.

Interessant ist dabei das Ueberwiegen des massigen Abschnittes innerhalb der einzelnen Turbidite. Durch sein dominierendes Auftreten gegenüber den restlichen Bouma-Membren ist es möglich, dass während seiner Sedimentation "high-density turbidity currents" ("traction carpet layers" und "suspension sedimentation deposits"; LOWE, 1982) aktiv waren. Spezielles Augenmerk verdient das Studium der Korngrössen. So zeugt die vielfach geringe Gradierung innerhalb der Turbidite zusammen mit einer allgemein feinen Kornklasse von einer vorgängigen Aufbereitung des detritischen Materials im Liefergebiet.

<u>Profil Nr. 11c</u>	Detailprofil 170 m über dem Ausgangspunkt des Jbel Tisirène-Hauptprofils, auf 1480 m ü.M.
-----------------------	---

Fig. 43

Das Profil stammt aus dem Uebergang vom Valanginian ins untere Hauterivian und hat eine Mächtigkeit von 70 m.

Es dominieren hier zwei Arten von Turbidit-Abfolgen ("bedset", CAMPBELL, 1967):

- Abfolgen mit geringmächtigen (20 cm bis 100 cm) Turbiditen und extrem dünnen Pelitzzwischenlagen. Oft sind die "T_d"- und "T_e"-Bouma-Member in ihrer Mächtigkeit reduziert oder fehlen vollständig (Amalgamation).
- Abfolgen mit mächtigen turbiditischen Sandsteinen (mächtiger als 100 cm) und mit ausgeprägten "T_d"- und "T_e"-Bouma-Membren.

Durch die starke Anwitterung der einzelnen Turbidite hat sich von den Innenstrukturen nur die Kreuzschichtung herausgearbeitet. Dies bedeutet, dass für die genaue Abgrenzung der gradierten und planparallel laminierten Abschnitte die Beobachtungskriterien meist fehlen. Aus diesem Grunde müssen die im Profil als massig dargestellten Sequenzen mit Vorsicht interpretiert werden. Trotzdem besitzen die verschiedenen Bankabschnitte charakteristische Kriterien:

"Basisabschnitt": Meist sehr geringmächtig entwickelt (im Bereich zwischen 0 und 6 cm). Im Relief deutlich hervortretend.

Nach LOWE (1982) kann dieser Abschnitt der S_1 - oder der S_2 -Division zugeteilt werden.

"Hauptabschnitt": In mächtigen Turbiditen dominierend. Oft kann zwischen planparalleler Lamination (entspricht andernfalls dem " T_b "-Bouma-Member) und massiger Struktur nicht unterschieden werden.

Nach LOWE (1982) kann dieser Abschnitt der S_2 - oder S_3 -Division entsprechen. In normale oder inverse Gradierung kann jedoch anhand der rekristallisierten und feinen Körner nicht absolut sicher eingeteilt werden.

" T_c "-Bouma-Member : Durch die Anwitterung im Relief vielfach hervortretend. In sandigen Kalken dominierend, im Oberteil mächtiger Turbidite reduziert vorkommend. Oft setzen sich die Kreuzschichtungen in Form von Rippeln bis in die nachfolgenden " T_e "-Bouma-Member fort ("small current ripples").

" T_d "-Bouma-Member : Vielfach in Siltfraktion übergehend und das vorangegangene Relief einebnend. Uebergänge zum " T_e "-Bouma-Member sind sehr scharf. Oft jedoch fließende Uebergänge zu knollig erscheinenden Silten.

" T_e "-Bouma-Member : Oft nur spärlich vertreten. Zwischen mächtigeren Turbiditen vollständig fehlend.

Ruhigere Sedimentationsphasen im unteren Profilteil sind durch Kalkbänke mit wenig nicht-karbonatischem Detritus (ca. 6% Quarz) gekennzeichnet. Dabei liegt der Durchmesser des Detritusanteils im Bereich der Feinsandfraktion.

Im oberen Profilteil treten innerhalb siltiger Ablagerungen vermehrt "mud pebbles" auf.

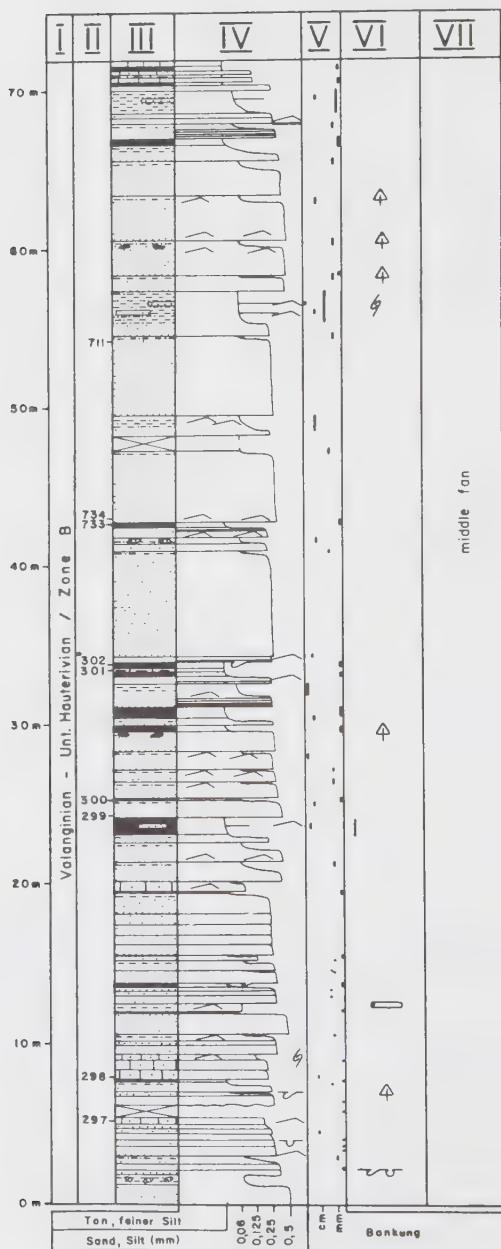
Interpretation

Die zahlreichen Wechsel der Bankmächtigkeiten zeugen von einem wechselndem Einfluss der Ablagerungsmechanismen.

Besonders interessant sind die dominierenden "Hauptabschnitte" der mächtigeren Turbidite. Ihre Bildung kann mit Ablagerungen der "high-density turbidity currents" (LOWE, 1982) in Zusammenhang gebracht werden. Innerhalb einer Bank würde dies von unten nach oben auf unregelmässige, stark turbulente Materiallieferungen hinweisen. Im oberen Teil der Bank würden dann die Ablagerungen des residualen "low-density turbidity currents" folgen.

Die auffallend häufige Amalgamation der immer mächtiger werdenden Turbidite kann als deutliche Progradation der "depositional lobes" innerhalb der "mid-fan area" interpretiert werden.

Fig. 43: Profil Nr. 11c Detailprofil 170 m über dem Ausgangspunkt
des Jbel Tisirène-Haupt-
Profils, auf 1480 m ü.M.



Hauptprofil des Jbel Tisirène zwischen Profil Nr. 11c
und Profil Nr. 11d _ _ _ _ _

Die nachfolgend beschriebenen Flyschablagerungen umfassen eine Mächtigkeit von ca. 280 m. Ihr Alter kann mittels Palynomorphen mit Hauterivian angegeben werden.

Für die untersten 10 m hält die in Profil Nr. 11c bereits beschriebene Sedimentation an. Kurz darauf setzt wiederum eine 30 m mächtige Abfolge von wechsellagernden Mergeln und Kalziturbiditen ein. Dieser Abschnitt kann durchaus mit Profil Nr. 11a verglichen werden. Nur treten hier zudem noch Einschaltungen von Peliten auf. Auch sind die Basisflächen der Kalziturbidite vielfach mit "flute casts" vom Typ "flutes à tire-bouchon" besetzt. Einige Kalziturbidite enthalten vollständige Bouma-Zyklen. Oft sind in den "Basisabschnitten" mindestens zwei gradierte "Sub"-Zyklen auszumachen (siehe Zwischenbereich zwischen Profil Nr. 11a₂ und Profil Nr. 11b). Die "T_b"- und "T_d"-Bouma-Member treten in solchen Abfolgen stark zurück. Oft sind isoliert auftretende, karbonatische Mikrobrekzien zu beobachten. Die maximalen Komponentendurchmesser können dabei bis zu 6 mm betragen.

Nach dieser karbonatreichen Sedimentation setzen wiederum sandige Turbidite ein (ab 1600 m ü.M.). Sie bestehen aus 1 m bis 2 m mächtigen Bänken, die ohne Pelitzwischenlagen Abfolgen von 6 m bis 9 m bilden. Die recht selten beobachteten Pelite sind 2 cm bis 10 cm mächtig. Die über solchen Peliten einsetzenden Turbidite weisen 3 cm tiefe "drag marks" mit Längen von maximal 60 cm auf. Sie wurden durch Strömungen aus 240° gebildet.

Daneben zeigen sich bis zu 7 cm tiefe "flute casts" und "load casts".

Bezüglich Innenstrukturen sind keine grossen Änderungen zu beobachten. Wie bereits in tieferen Teilen des Tisirène-Profiles dominieren bei den mächtigeren Turbiditen auch hier die massigen "Hauptabschnitte".

<u>Profil Nr. 11d</u>	Detailprofil mit typischen Bankungsverhältnissen während des Barremian
-----------------------	--

Fig. 44, Ansicht dieses Detailprofils

Dieser ca. 42 m mächtige Aufschluss zeigt turbiditische Ablagerungen während des Barremian. Er besteht aus drei einzelnen Sandsteinbänken von 18 m, 14 m und 10 m Mächtigkeit. Innerhalb dieser mächtigen Sandsteinbänke ist nur eine äusserst geringe Gradierung festzustellen:

Korndurchmesser innerhalb der mittleren, 14 m mächtigen Sandsteinbank:

Korndurchmesser oben	max. 0,5 mm	Mittel 0,1 - 0,2 mm
Korndurchmesser Mitte	max. 0,5 mm	Mittel 0,2 mm
Korndurchmesser unten	max. 0,6 mm	Mittel 0,27 mm

Innenstrukturen beschränken sich auf den höchsten Abschnitt der einzelnen Turbidite. So sind die obersten 1 m bis 1,5 m meist im 20 cm-Bereich gebankt (amalgamiert) und weisen eine intensive Kreuzschichtung auf. Der untere Teil hingegen scheint vollkommen strukturlos.

Die Basis der Sandsteinbänke ist gewellt und weist Niveauschwankungen bis zu 70 cm auf.



Fig. 44: Profil Nr. 1ld; Die Ansicht zeigt das beschriebene Profil ab dem obersten Teil der untersten Sandsteinbank

Hauptprofil des Jbel Tisirène zwischen Profil Nr. 11d
und Profilende (Jbel Tisirène-Gipfel) _ _ _ _ _

Die letzten ca. 350 m des Profils geben Einblick in die Sedimentation während des zeitlichen Ueberganges zwischen Barremian und Aptian. Dieser Profilabschnitt ist charakterisiert durch bis zu 40 m mächtige turbiditische Abfolgen ("bedset" ; CAMPBELL, 1967) zahlreicher amalgamierter Einzelturbidite ("bed") à 2 m bis 6 m. Oftmals sind die Trennflächen zwischen den Turbiditen lateral nicht verfolgbar. Nur selten treten pelitische Zwischenlagen von 10 cm bis 30 cm auf. In solchen Fällen sind an den Basisflächen der Turbidite "flutes" und "loads" zu beobachten. "Drag marks" können Längen bis zu 30 cm erreichen. Die Korngrössen der geringmächtigen "Abschluss-Turbidite" grösserer Abfolgen nehmen meist deutlich ab. Dennoch sind die Grenzen zu den pelitischen Zwischenlagen scharf.

Im Oberteil solcher Turbidite sind im Kontakt zu den folgenden Tonlagen lagenweise ausgeschwemmte Löcher ehemaliger "mud pebbles" zu erkennen.

In den obersten 50 m des Profils werden die einzelnen Turbidite zusehends geringmächtiger (10 cm bis 150 cm). Dabei sind wieder vermehrt ausgeprägte "T_{b,c}"-Bouma-Member zu beobachten. Einzelne Strömungsrippeln erreichen einen Rippelindex (Wellenlänge/Amplitude) von 12,5, was im Vergleich mit anderen beobachteten Strömungsrippeln eher eine Seltenheit darstellt. Auch zeigen sich im Bereich der "T_{c-e}"-Bouma-Member vermehrt Uebergänge von Feinsand zu Silt und Pelit. Innerhalb einzelner Turbidite ist häufig "convolution" zu beobachten.

Interpretation des Hauptprofils ab Profil Nr. 11c

Nach einer letzten Einschaltung von Kalziturbiditen und karbonatischen Mikrobrekzien während des Hauterivian erfolgt der endgültige Wechsel zur karbonatfreien Sedimentation. Dabei dominieren wie bereits in Profil Nr. 11c die "Hauptabschnitte". Innerhalb der meisten Turbidite ist nur eine geringe Gradierung erkennbar, die sich jedoch im Oberteil der Sandsteinbänke verstärkt. Bemerkenswert ist auch das allmähliche Ansteigen der durchschnittlich gemessenen Korngrössen gegen den Gipfel des Jbel Tisirène hin. Dieser Anstieg ist verbunden mit einer Verschlechterung der Kornsortierung (vergl. Fig. 34).

Die Sedimentation der mächtigen turbiditischen Abfolgen vom Typ "B" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) kann im Bereiche des "proximal outer fan" angesiedelt werden.

Da jedoch sicher beckenparalleler Transport in Betracht gezogen werden muss, ist dieses Fan-Modell nur beschränkt gültig.

Profil Nr. 12

Detailprofil 6,5 km nördlich Targuist,
entlang der Strasse nach Torres el Kela

Fig. 45

Koordinaten: 598'800 / 488'850

Dieses Profil gibt eine Uebersicht über den Valanginian-Hauterivian-Bereich der Tisirène-Einheit im N von Targuist. Es zeigt einen 30 m mächtigen Ausschnitt aus einer schief gelagerten und nach E einfallenden Tisirène-Schuppe. Die dabei beobachteten Sedimentationstypen können durchaus mit denjenigen gleichen Alters im Jbel Tisirène-Hauptprofil verglichen werden. Auch hier setzt ein Wechsel von karbonatführender Sedimentation zu Peliten und kalkfreien Sandsteinen ein. Parallel dazu ist wiederum eine markante Zunahme der Turbidit-Mächtigkeiten festzustellen. Die beobachteten "flute casts" lassen auf Strömungen aus 80° schliessen. Dies wird im Zentrum des Profils durch "channelartige" Erosionsformen von ca. 30 cm Breite und ca. 5 cm Tiefe bestätigt. Die Sedimentationsstrukturen innerhalb der Sandsteine lassen sich nicht überall mit Sicherheit bestimmen. Trotzdem fällt die Dominanz von "T_b"- oder "T_c"-Bouma-Membren auf. Ausser zwei vollständigen Bouma-Zyklen sind die mächtigen Turbidite strukturlos. Auch hier könnte es sich um die bereits erwähnten "Hauptabschnitte" und die damit verbundene Entstehung dieser Ablagerungen handeln. "Dish structures" können keine beobachtet werden. In geringmächtigeren und vollständig kreuzgeschichteten Sandsteinen ist starke Bioturbation zu erkennen.

Erwähnenswert und durchaus vergleichbar mit dem Tisirène-Hauptprofil sind die im Oberteil der Turbidite lagenweise auftretenden "mud pebbles".

Bemerkenswert ist die bei ca. 3 m eintretende Lage mit "pebbly mudstone", dessen Sandsteinkomponenten Durchmesser zwischen 3 cm und 5 cm aufweisen. Diese Ablagerungen werden von einem "T_{b-e}"-Bouma-Zyklus überlagert.

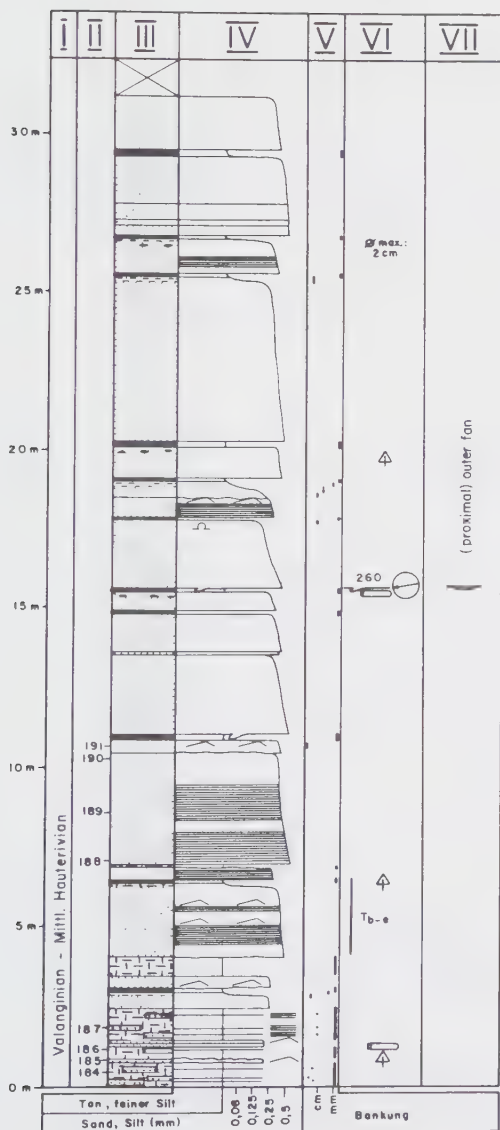
Interpretation

In Profil Nr. 12 dominiert eine Fazies ähnlich dem Typ "B1" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Die beobachteten Sequenzen können in einen Ablagerungsraum im Bereich des ("proximal") "outer fan" gestellt werden. Zum Kriterium der vermuteten "channeled association" in diesem Bereich kann der mangelhaften Aufschlussverhältnisse wegen keine Aussage vorgenommen werden.

Fig. 45:

Profil Nr. 12

Detailprofil 6,5 km nördlich Targuist,
entlang der Strasse nach Torres el Kela



Profil Nr. 13

Detailprofil der Tisirène-Einheit 5 km
nördlich Chefchaouene, 250 m östlich
El Kelaa

Fig. 46, 47

Koordinaten: 513'550 / 512'300

Dieses Profil wird im Liegenden durch die "Tanger interne"-Einheit und im Hangenden durch die "Dorsale Calcaire" (bzw. durch das "Pré-dorsalien") begrenzt. Es weist eine Mächtigkeit von ca. 180 m auf und kann altersmässig ins Hauterivian und (oder) untere Barremian gestellt werden. Ueber diesem Profil folgen Kalke mit Calpionella alpina. Bei diesem Profil handelt es sich demnach um einen Ausschnitt einer von älterem Material der Tisirène-Einheit (Tithonian-Berriasian) überlagerten Schuppe.

Sedimentologisch sind die im Profil beobachteten Ablagerungen mit den gleichaltrigen des Jbel Tisirène-Hauptprofils vergleichbar. Die Mächtigkeit der Turbidite beträgt maximal 3 m, liegt aber meist deutlich darunter.

Recht selten sind dagegen pelitische Serien, die untergeordnet feine Sandschüttungen enthalten. Die beobachteten Strömungsrichtungen entsprechen ebenfalls denjenigen des Jbel Tisirène (Strömung aus 200° bis 280°). Sie sind durch einfache "flute casts" belegt. "Flutes à tire-bouchon" hingegen treten nur selten auf. Daneben sind häufig "load casts" zu erkennen. Im unteren Teil des Profils treten vereinzelt Kalziturbidite auf. Dieser karbonatische Einfluss verliert sich aber zusehends gegen oben. Mergelige Zwischenlagen fehlen innerhalb des Hauterivian-Profils vollständig (mit Ausnahme der Tithonian-Berriasian-Schuppe).

Innerhalb der Sandsteine sind schöne Bouma-Zyklen zu beobachten. Dominierende Zyklen sind: "T_{b-e}", "T_{c-e}", "T_{b,c,e}"

"T_b"-Bouma-Member: Planparallele Lamination und "in-phase climbing ripples".

"T_c"-Bouma-Member: Rippelindex bis 7,5 ("small current ripples"). Sie setzen sich vielfach bis an die Bankoberfläche fort.

Innerhalb solcher Bouma-Member sind meist kontinuierliche Uebergänge sichtbar. Häufig zeigen sich an der Basis mächtigerer Turbidite "dish structures" als typische Entwässerungsspuren (LOWE & LoPICCOLO, 1974). Auch "pebbly sandstone deposits" sind zwischengeschaltet.

Wie am Jbel Tisirène treten auch hier im Oberteil der einzelnen Turbidite zahlreiche "mud pebbles" auf. Oft weist ihre Form auf isolierte Schmitzen einer ursprünglichen Flaserlamination hin ("lenticular bedding").

Interpretation

Das Profil zeigt von unten nach oben eine Progradation innerhalb des "outer fan". Die im unteren Profilabschnitt auftretenden Ablagerungen sind nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) vom Typ "D". Dennoch müssen "channelartige" Systeme als Ursache "proximaler" Indizien wie "pebbly sandstone" angenommen werden.

Im oberen Profilabschnitt tritt vermehrt Amalgamation der einzelnen Turbidite auf. Dabei sind vor allem die " T_d "- und " T_e "-Bouma-Member der Erosion zum Opfer gefallen. Daneben sind die einsetzenden "dish structures" ein klarer Hinweis auf "high-density turbidity currents" (LOWE, 1982). Dies ist ein deutliches Zeichen der Ablagerungen vom Typ "B1" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975).

Fig. 46:
 Profil Nr. 13a Detailprofil der Tisirène-Einheit 5 km
 nördlich Chefchaouene, 250 m östlich
 El Kelaa
 Fortsetzung des Profils in Fig. 47

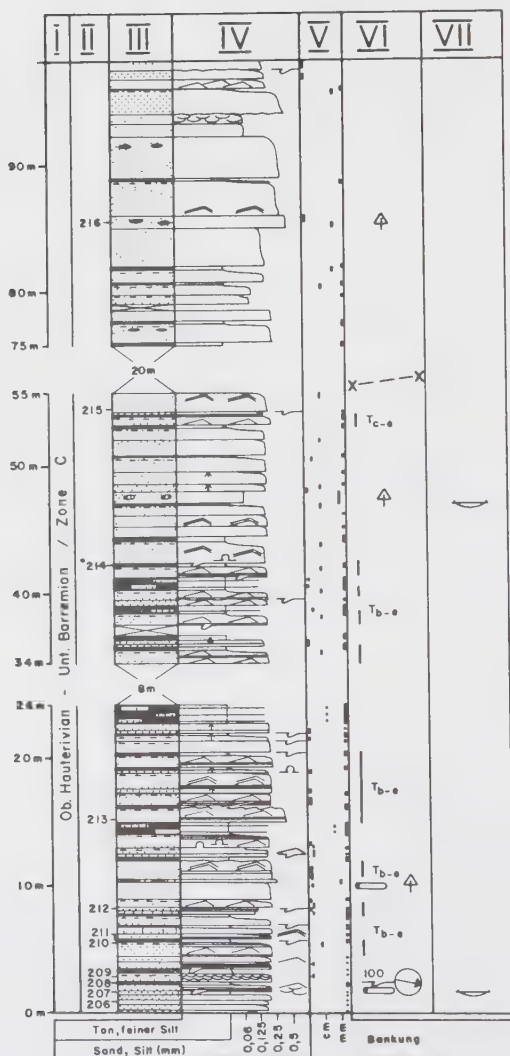
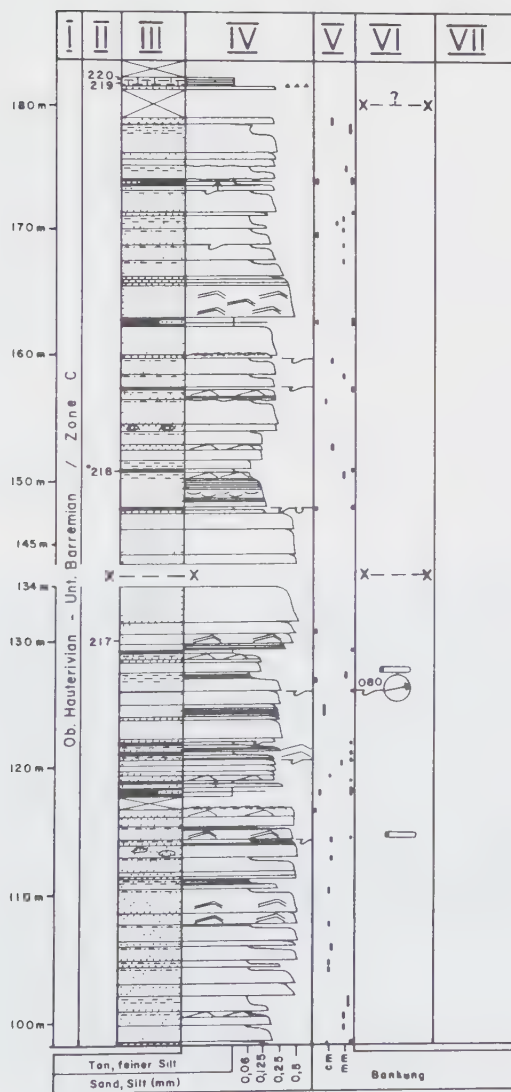


Fig. 47:
Profil 13b Fortsetzung des Detailprofils Nr. 13a (Fig. 46)



Profil Nr. 14

Detailprofil entlang der Strasse
Ketama - El Jabha, ca. 1,25 km nördl.
Pt. 1313

Fig. 49

Koordinaten: 575'800 / 499'570

Das Profil hat eine Mächtigkeit von ca. 6 m und stammt aus einer relativ flach liegenden Schuppe der Tisirène-Einheit. Es gibt einen Einblick in die sedimentologischen Gleiterscheinungen ("slumping", "convolution") während des Barremian. Dieselben Erscheinungen werden innerhalb der Turbidite gleichen Alters im Jbel Tisirène-Hauptprofil beobachtet.

Nach zwei massigen turbiditischen Sandsteinbänken folgt ein Pelit mit feinsandigen Einschaltungen. Die Mächtigkeit dieser turbiditischen Zwischenlage ist lateral veränderlich und enthält "convolution structures". Darüber folgt ein klassischer "T_{b-e}"-Bouma-Turbidit. Seine "flute casts" deuten auf Strömungen aus SE hin.

Der nachfolgende Turbidit setzt ebenfalls mit "flute casts" ein und weist an der Basis deutliche "dish structures" auf. Darüber folgt durch eine 2 cm bis 3 cm mächtige Pelitlage getrennt ein weiterer Turbidit mit "sole marks" an der Basisfläche. Dabei enthält diese Sandsteinbank einen "slump" grossen Massstabs (Fig. 48).

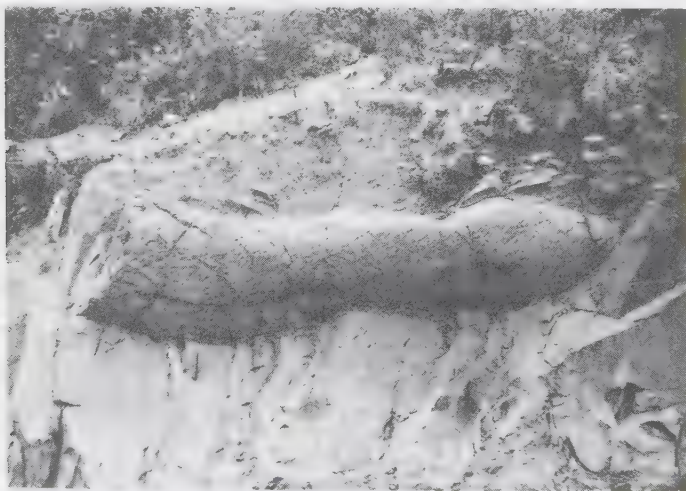


Fig. 48: Grosser "slump" in Sedimenten des Barremian.
Gut sichtbar sind die an der Unterseite erhalten gebliebenen Strömungsmarken.

Diese Einschaltung bildet einen liegenden Zylinder oder eine Art "Walze". Der Durchmesser dieser "Walze" beträgt im Maximum 50 cm. Die Marken an der Basisfläche dieses dislozierten Abschnitts überstanden die Gleitbewegungen unbeschädigt. Die Achsen der beobachteten "Walzen" sind unterbrochen und gestaffelt. Sie weisen ein Azimut von 170° auf.

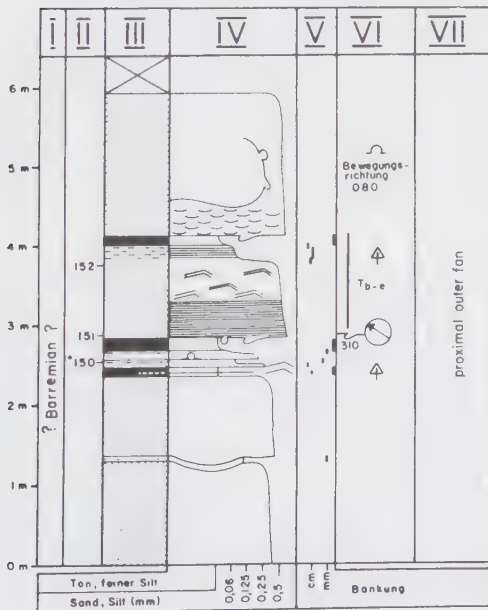
Interpretation

Die beobachteten Strukturen weisen zusammen mit den festgestellten Mächtigkeitsschwankungen der turbiditischen Sandsteine auf einen "B2"- respektive "B1"-Typ (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) des "proximal outer fan" hin ("efficient fan system"; MUTTI, 1979). Wegen der fehlenden Basiskomponenten könnten "interchannel"-Einflüsse (ev. "inner fan"?) durchaus möglich sein.

Fig. 49:

Profil Nr. 14

Detailprofil an der Strasse Ketama - El Jabha



Profil Nr. 15

Detailprofil entlang der Strasse
Ketama - El Jabha, 8,75 km nordöstl.
Ketama

Fig. 51

Koordinaten: 582'625 / 485'175

Das Profil stammt aus einer invers gelagerten Tisirène-Serie nahe der Ueberschiebung über die Schiefer der Nördlichen Ketama-Einheit. Die Datierung des Profils anhand von Palynomorphen war ergebnislos. Hingegen konnten kurz unterhalb von Profil Nr. 15 Pollen aus dem Albien gefunden werden. Dies bedeutet, dass die Serie von Profil Nr. 15 altersmässig zwischen Aptian und Albien liegt.

Der Grund zum Studium der insgesamt 40 m mächtigen Flyschabfolge liegt in den sedimentologischen Erscheinungen. Dabei sind in den durch eine ca. 1 cm mächtige Verwitterungskruste überzogenen mächtigeren Turbiditen ausser planparalleler Lamination keine Innenstrukturen auszumachen. Kreuzschichtungen sind lediglich auf geringmächtige turbiditische Einschaltungen beschränkt. Hingegen sind Zyklen mit kontinuierlichen Uebergängen von Sandstein zu Silt und anschliessend zu Ton sehr zahlreich.

Von grossem Interesse sind die an den Basisflächen der Turbidite festgestellten, spektakulären "flute casts". Die bereits von ANDRIEUX (1971) als "flute cast en fer à cheval" bezeichneten Strömungsmarken kommen hier im Zentrum des Profils recht häufig vor (Fig. 50). Die bezeichneten "horse-shoe flute casts" sind vielfach an der Basis "channelartiger" Erosionsformen mit trapezförmigem Querschnitt zu finden (vergl. Fig. 50). In den über Profil Nr. 15 lagernden Turbiditen werden solche "Trapez-channels" auch ohne die erwähnten "horse-shoe flute casts" beobachtet. Ihre Tiefe misst ca. 20 cm, ihre Breite 40 cm bis 50 cm.

Interpretation

Die Turbidite von Profil Nr. 15 können nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) dem Faziestyp "D" zugeordnet werden. Die zum Teil parallel laminierten und invers gradierten "Hauptabschnitte" der Sandsteinbänke weisen auf "traction carpet layers" hin, die durch "high-density turbidity currents" (LOWE, 1982) erzeugt worden sind.

Bei den "horse-shoe flute casts" scheint es sich um Strömungsschatten-Gebilde zu handeln. Die Ursache ihrer Entstehung könnte in Verhärtungen der pelitischen Unterlage liegen. Die über grosse Flächen auftretenden "Trapez-channels" zeugen von stärkeren Strömungsgeschwindigkeiten.

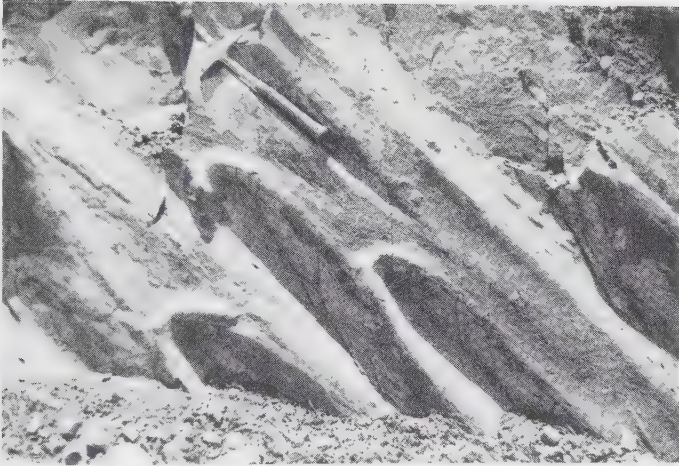
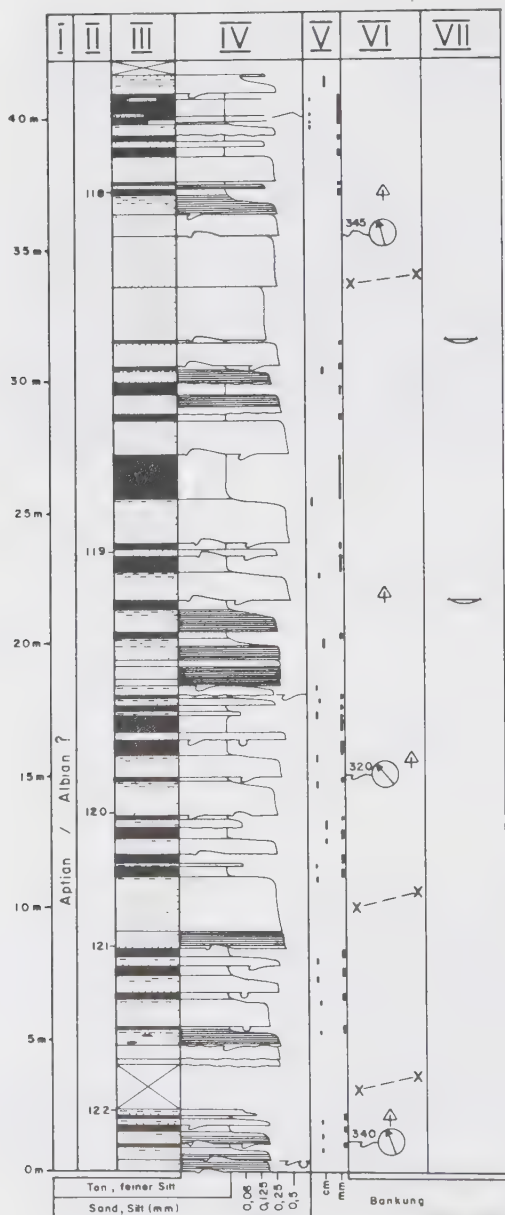


Fig. 50: Blick auf die Unterseite einer 40 cm mächtigen Sandsteinbank. Gut sichtbar sind die am Fusse von "Trapez-channels" auftretenden "horse-shoe flute casts". Strömungsrichtung: von links oben nach rechts unten.

Fig. 51:

Profil Nr. 15

Detailprofil entlang der Strasse Ketama
- El Jabha, 8,75 km
nordöstlich Ketama



Profil Nr. 16

Detailprofil an der Strasse Ketama
- El Jabha, am Abhang gegen El Jabha

Fig. 52: Unterer Teil von Profil Nr. 16
Fig. 53: Fortsetzung (oberer Teil) von
Profil Nr. 16

Koordinaten:

Profilbeginn 569'200 / 508'600

Profilende 568'725 / 508'725

Das ca. 220 m mächtige Profil stammt aus einer steil gegen N bis NNW einfallenden Tisirène-Schuppe südöstlich von El Jabha. Der schlechte Zustand der Palynomorphen erlaubt keine zweifelsfreie Datierung. Anhand der in den Füllungen kleiner "channels" angetroffenen Orbitolinenreste können diese Turbidite ins Barremian-Aptian(?) gestellt werden.

Auffallend sind die zahlreichen und ausgedehnten "slumping"-Erscheinungen und die im höheren Profilteil auftretenden brekziösen "channel"-Füllungen.

Unterer Profilteil (0 - 132 m)

Hier dominieren bis zu 4 m mächtige Turbidite mit nur schwacher Gradierung. Häufig sind sie untereinander amalgamiert oder besitzen nur geringmächtige Silt- oder Pelitzwischenlagen. Die bereits erwähnten "slump-" und "convolution structures" lassen auf Gleiterscheinungen nach NW (in Richtung 340°) schliessen.

Während im unteren Teil noch unvollständige Zyklen dominieren und beinahe keine Innenstrukturen anzutreffen sind, treten ab 115 m "T_{b-e}"-Bouma-Zyklen auf. Daneben setzen im massigen "Hauptabschnitt" der Bänke auch erste "dish structures" ein.

Gegen oben mehrten sich auf den Bankunterseiten "flute casts" (Typ "horse-shoe" und andere) und "load casts". Vielfach ist dabei eine Kombination beider Arten von Marken festzustellen. "Drag marks" erreichen Längen bis zu 90 cm und Breiten von 6 cm. Es muss aber eine zusätzliche Verfälschung der Primärformen durch die offensichtlich starken Strömungen angenommen werden (Erosion).

Oberer Profilteil (132 m - 221 m)

Hier setzt sich die charakteristische Bankung mit häufigen "dish structures" (S₃-Member von LOWE, 1982) und darüber folgenden "T_C"-Bouma-Membem fort. Neu ist das Auftreten von bis zu 15 cm tiefen und ca. 80 cm breiten kleinen "channels". Sie sind gefüllt mit einer karbonatischen Brekzie, die Orbitolinenreste enthält. Im darunterliegenden Turbidit sind ferner Mergelknollen von bis zu 15 cm Durchmesser enthalten.

15 m höher treten dieselben kleinen "channels" nochmals auf; diesmal aber ohne vorangegangene Einschaltungen von Mergelknollen. Anschliessend nimmt die Mächtigkeit der Turbidite sukzessive zu. Parallel dazu tritt eine Zunahme der Korndurchmesser begleitet von einer Verschlechterung der Kornsortierung auf.

Interpretation

Dominierende Faziestypen sind "B2" und "F" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Untergeordnet erscheinen Turbidite vom "D"- und "B1"-Typ. Die häufig auftretende Amalgamation weist auf eine "channelled area" hin. Das lässt auf eine Ablagerung von "high-density turbidity currents" im Bereiche zwischen "inner fan" und "proximal outer fan" schliessen.

Fig. 52:

Profil Nr. 16

Detailprofil an der Strasse Ketama - El Jabha, am Abhang gegen El Jabha (unterer Profilteil)

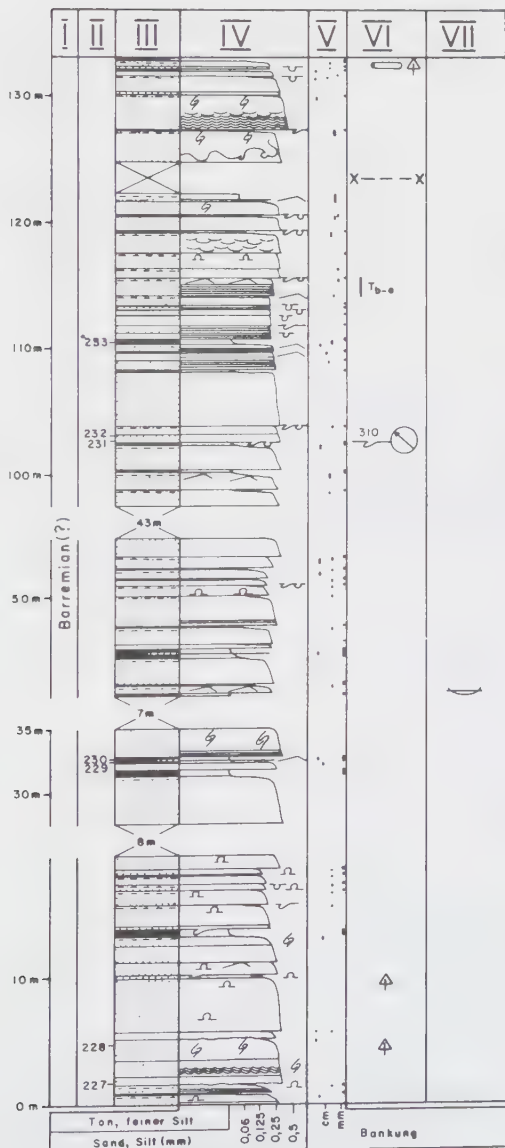
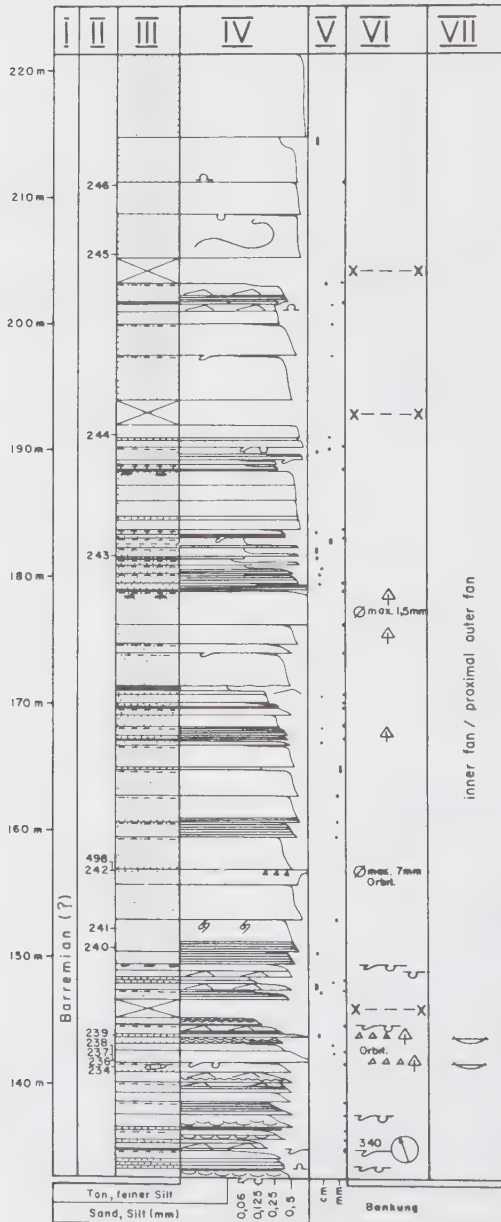


Fig. 53:
 Profil Nr. 16, Fortsetzung von Fig. 52



Profil Nr. 17

Detailprofil 2,25 km südlich Ksar-es-Srhir, westlich der Strasse nach Tetouan

Fig. 54

Koordinaten: 580'150 / 485'000

Das 50 m mächtige Profil wurde in den steil gegen NE einfallenden Tisirène-Sequenzen aufgenommen. Altersmässig müssen diese Ablagerungen in die höhere Unterkreide (Prae-Vraconnian) gestellt werden.

Auffallend an diesem Profil sind die relativ massigen, strukturlosen Turbidite. Oft geht durch Amalgamation das pelitische "T_e"-Bouma-Member vollständig verloren.

An Strömungsmarken sind nur "flute casts" von bis zu maximal 3 cm Tiefe zu erkennen. Selten treten auch "load casts" in Erscheinung.

Interpretation

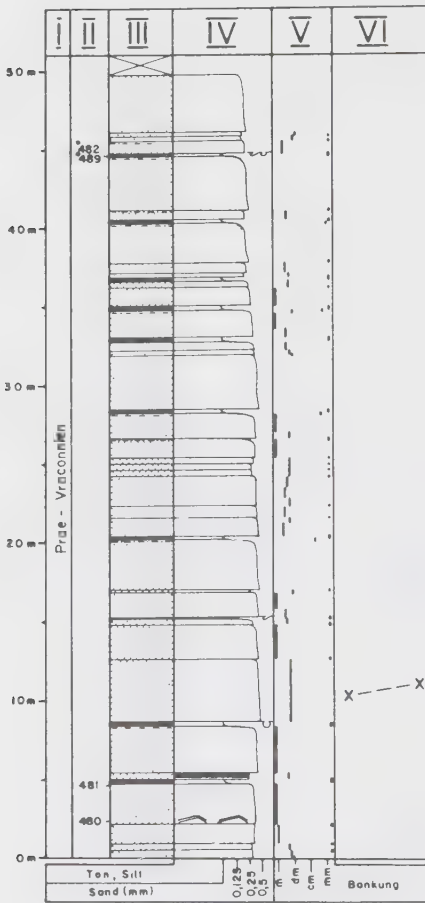
Die absolute Dominanz des Faziestyps "B1" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) deutet auf die Anwesenheit von "high-density turbidity currents" mit abschliessenden "low-density currents" (LOWE, 1982) hin.

Die um Ksar-es-Srhir noch weiter aufgeschlossenen Tisirène-Sedimente mit sicher datiertem Albian-Alter zeugen von deutlich distalerem Ablagerungsraum.

Fig. 54:

Profil Nr. 17

Detailprofil 2,25 km südlich Ksar-es-Srhir, westlich der Strasse nach Tetouan



Zusammenfassung der sedimentologischen Beobachtungen innerhalb der Tisirène-Einheit

Innerhalb der Tisirène-Einheit sind die stärksten vertikalen und horizontalen lithologischen Wechsel zu beobachten. So dominieren zu Beginn der Unterkreide sowohl im W- als auch im E-Teil der Einheit pelagische Kalke und Mergel. Sie sind Zeugen einer relativ ruhigen Sedimentation über der CCD. Dazwischen kam es bei Strömungsrichtungen aus WNW zur Einlagerung von Kalziturbiditen. Die Detritus-Komponenten stammen anhand ihrer Zusammensetzung aus einem küstennahen Schelfbereich.

Die nur untergeordnet beobachteten Sandstein-Linsen zeugen von schwacher Lieferung nicht-karbonatischen Materials.

Im Bereich Valanginian - unteres Hauterivian setzen nun neben den Kalken und Mergeln zahlreiche Tonlagen und dominierende Sandsteinbänke ein. Anhand der Amalgamierung der einzelnen Sandsteinbänke müssen verstärkte Strömungen angenommen werden. Im W-Teil der Einheit erfolgen die Strömungen von nun an aus WSW bis SW. Die nun beginnende Sedimentation des quarzitisches Detritus wird nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) in den "C"-Bereich gestellt. Wegen der schwachen oder fehlenden Gradierung innerhalb der sandigen Turbidite muss mit einer bereits im Liefergebiet erfolgten Aufbereitung gerechnet werden.

Ab Hauterivian ist eine enorme Progradation der "depositional lobes" im Bereich der "proximal outer fan area" bemerkbar. Durch die Annahme eines beckenparallelen Materialtransportes muss die Anwendung der idealisierten "Fan-Systematik" mit Vorsicht interpretiert werden. Vom oberen Hauterivian an, wo auch die karbonatischen Einschaltungen verschwinden, sind bei den gemessenen Strömungsrichtungen in der Tisirène-Einheit deutliche Unterschiede zwischen dem W- und E-Teil erkennbar.

Während das Hauterivian-Profil Nr. 13 (nördlich Chefchaouene) Sedimente des Typus "D" (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) aufweist, zeigen sich im Valanginian-Hauterivian-Profil Nr. 12 klar die Ablagerungen eines aus dem E wirkenden Fan-Systems. Ein sedimentologischer Zusammenhang muss wegen der bis zu 180° voneinander abweichenden Strömungsrichtungen verneint werden. Innerhalb der Tisirène-Einheit müssen also grundsätzlich Ablagerungen von zwei verschiedenen Fan-Systemen angenommen werden.

Im Barremian erfolgen dann im E-Teil der Einheit zusätzliche bedeutende Schüttungen aus E bis SE. Sie entsprechen nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) dem "B"-Typ. Innerhalb dieser Barremian-Sedimente sind sowohl im Profil des Jbel Tisirène als auch in allen anderen gleichaltrigen Profilen "convolution structures" und "slumping" zu beobachten (Profile Nr. 11 und 14).

Während des Aptian hält die intensive, vorwiegend sandige Sedimentation an.

Während des unteren Albian sind im W-Teil der Tisirène-Einheit keine Sedimente erhalten.

Im E-Teil der Einheit hingegen finden sich Reste von Ablagerungen aus dieser Zeit.

3.5 Konfiguration des Beckens

Den Strömungsmarken der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit wurde schon zu Beginn der systematischen Erforschung des Rif besondere Aufmerksamkeit geschenkt. So beschrieben ANDRIEUX & MATTAUER (1963a) die beobachteten Strömungsrichtungen innerhalb der Tisirène-Einheit. Das mögliche Liefergebiet suchten sie dabei in einer Randzone direkt im S des in "Ultra"-Position angesiedelten Tisirène-Flyschbeckens. Dieses Ergebnis entfachte unter den im westlichen Mittelmeerraum tätigen Geologen eine lebhaft Diskussion. Hauptgegenstand dieser Diskussion waren nicht allein die voneinander abweichenden Strömungsrichtungen innerhalb der Einheit. Vielmehr wurden mit der jeweils postulierten Position des Liefergebietes Bestätigungen für die Theorie "Ultra" oder die Theorie "Infra" gesucht.

ANDRIEUX (1971) bemerkte bezüglich des Ursprungs des Tisirène-Materials folgendes:

"Comme cette série du J. Tisirène est allochtone et qu'elle a subi un déplacement important, un essai paléogéographique est délicat. Comme d'autre part les corrélations latérales sont pratiquement impossibles dans le flysch, l'étude des directions de courants ou d'autres structures sédimentaires reste le seul moyen.....".

Dieser Aussage kann nur beigeprpflichtet werden. Zur differenzierten Rekonstruktion des paläogeographischen Bildes können dennoch weitere Lösungswege angewandt werden:

- Beschaffung von mehr Strömungsmessungen innerhalb der betreffenden Einheiten.
- Präzise Datierung der Niveaux, aus denen die Messungen stammen.
- Einbezug der Flysch-Systematik (z.B. MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972/1975; WALKER & MUTTI, 1973; MUTTI, 1977/1979; WALKER, 1978; LOWE, 1982).
- Eventuell petrographische Untersuchung der bearbeiteten Profile. Da die verschiedenen Einheiten jedoch unterschiedliche Metamorphose-Grade aufweisen, darf nur der primäre Mineralgehalt der Sandsteine zum Vergleich herangezogen werden.

Durch eine möglichst präzise Rekonstruktion des paläogeographischen Umfeldes kann die Form des Flyschbeckens in groben Zügen angegeben werden. Dies führt im Falle der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit zu relativ langgestreckten und "engen" Ablagerungsräumen, deren Längsachsen in W-E Richtung verlaufen. Diese Voraussetzung führt natürlich im Falle einer seitlichen Detrituslieferung zu einer Umlenkung des Fans und dementsprechend zu einem beckenpar-

allelen Weitertransport.

Die in Fig. 55 und 56 dargestellten Strömungsrichtungen basieren primär auf der Beobachtung von "flute casts". Parallel dazu wurden auch "drag marks" sowie teilweise vorhandene "current ripples" miteinbezogen. Dennoch war die Auswahl an geeigneten Messmöglichkeiten der schlechten Aufschlussverhältnisse wegen recht eingeschränkt.

Die dargestellten Strömungsrichtungen stellen das Mittel mehrerer beobachteter Messwerte dar (minimal 2 Messungen, maximal 8 Messungen pro Richtungsangabe).

Die in die Graphik einbezogene Lithologie soll die wechselnden Schüttungen der Fan-Systeme besser umschreiben.

Ketama-Einheit

Das Liefergebiet dieser Einheit ist zweifellos im S oder im SW (marokkanische Meseta) zu suchen. Dies wird durch die in den autochthonen und parautochthonen Serien gemachten Untersuchungen bestätigt (WILDI, 1981).

Zwischen dem Berriasian und Barremian sind innerhalb der Frontalen Ketama-Einheit (E-Teil) schwache Turbidit-Aktivitäten vorgekommen. In den Ablagerungen dieser kurzfristigen Schüttungen konnten keine eindeutigen Strömungsmarken beobachtet werden. Die von E nach W bestehende Mächtigkeitsabnahme sandiger und kalkiger turbiditischer Lagen spricht jedoch für NW oder W gerichteten Transport. Dies wird durch die von ANDRIEUX (1971) gemachten Richtungsmessungen innerhalb der "Albo-Aptian"-Serien der Nördlichen Ketama-Einheit bestätigt.

Ebenso postuliert WILDI (1981) in seiner palinspastischen Rekonstruktion einen NW bis W gerichteten Materialtransport in distaler Position bezüglich der afrikanischen N-Küste. Die im W-Teil der Nördlichen Ketama-Einheit beobachteten Zeugen schwacher Strömungen aus S stammen aus äusserst veränderlichen Ablagerungsbereichen. Ihr Aussagewert muss deshalb mit Vorsicht interpretiert werden. Dennoch bestehen zu ihrer Interpretation drei Möglichkeiten:

- Stellt man sich die Serien der Nördlichen Ketama-Einheit in einer palinspastischen Rekonstruktion vor, so liegen die fraglichen Beobachtungspunkte im NW-Teil des Ketama-Beckens. Eine erneute Umlenkung der Strömung nach N anhand einer entsprechend vorgegebenen Beckenform wäre durchaus möglich.
- Durch die Fächerung innerhalb der "depositional lobes" muss mit solch abweichenden Richtungswerten gerechnet werden.
- Entsprechend den von SUTER (1965) gemachten Vorschlägen könnte es sich auch um transversale Strömungen handeln.

Fig. 55: Strömungsrichtungen der detritischen Unterkreide-Serien des zentralen Rif

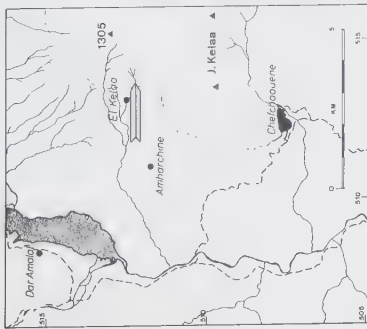
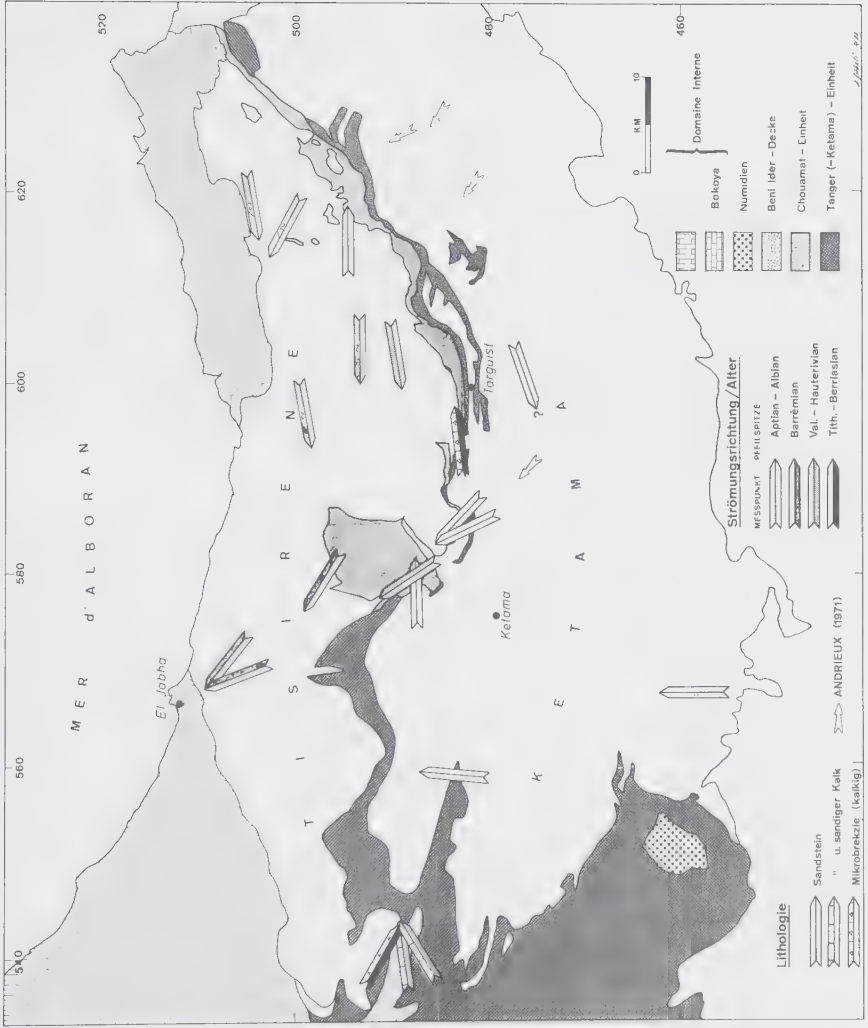


Fig. 56: Die in Profil Nr. 13 beobachteten Messungen innerhalb einer Tisi-rène-Schuppe nördl. Chefchaouene (geol. Grundlagen nicht ein-gezeichnet)

In paläogeographischer Hinsicht erscheint jedoch eine Kombination der ersten zwei Punkte als wahrscheinlichste Lösung.

Chouamat-Einheit

Die Sandlieferungen innerhalb der Chouamat-Einheit (Member "a", ANDRIEUX & MATTAUER, 1962) setzen im Aptian ein und reichen bis ins Albien. Alle Messungen innerhalb der Chouamat-Einheit weisen deutlich auf Strömungen aus W hin. Die Ablagerung dieser Teil-Einheit können deshalb als Resultat eines aus W liefernden Fan-Systems betrachtet werden. Dieser Annahme steht aus sedimentologischer Perspektive nichts im Wege.

Wie ein petrographischer Vergleich zwischen den Sandsteinen der Tisirène- und der Chouamat-Einheit zeigt, können keine deutlichen Unterschiede im primär zur Ablagerung gelangten Mineral-Spektrum nachgewiesen werden.

Tisirène-Einheit

Vergleicht man die in Fig. 55 und 56 dargestellten Strömungsrichtungen dieser Einheit, so lassen sich zwei dominierende Haupttrichtungen unterscheiden.

Im W-Teil der Tisirène-Einheit dominieren ab (Tithonian)- Berriasian vorerst Strömungen aus NW, ab Valanginian-Hauterivian dann aus SW.

Im E-Teil der Tisirène-Einheit hingegen dominieren ab Valanginian-Hauterivian Strömungen aus E bis SE.

Es ist unwahrscheinlich, dass es sich hier um Strömungsrichtungen eines einzigen Fan-Systems handelt. Durch die gegebenen Richtungsunterschiede von bis zu 180° wird viel mehr die Existenz zweier verschiedener Liefergebiete angezeigt. Diese Feststellung wird durch die folgenden Beobachtungen untermauert. Die genaue Datierung der entsprechenden Sedimente spielt dabei eine wichtige Rolle:

Im Bereich (Tithonian)-Berriasian beginnen im W-Teil der Einheit (Profil des Jbel Tisirène) die ersten karbonatischen Schüttungen aus WNW. Diese Strömungseinflüsse setzen sich bis in die Gegend nördlich Targuist fort. Zu Beginn der Unterkreide wird demnach die Tisirène-Einheit zu einem grossen Teil in ihrer W-E-Ausdehnung von dieser ESE-Strömung dominiert (Profil 11a). Völlig identische Ablagerungen gleichen Alters werden am Fusse von Schuppen nördlich des Jbel Chouamat beobachtet. Leider konnten hier keine Strömungsmarken eingemessen werden. Dennoch bestärkt dieser Aufschluss die Hypothese, dass sich das eingangs erwähnte Fan-System nicht nur auf den S-Teil des Tisirène-Beckens beschränkt.

Vom Valanginian an bis ins Hauterivian wird die Strömungsverteilung innerhalb der Tisirène-Einheit besonders interessant. In der gesamten Einheit ist eine Zunahme der Detrituslieferung festzustellen:

- Im W-Teil der Tisirène-Einheit tritt der Wechsel von sporadischer zu verstärkter Sandlieferung besonders markant hervor (Profile Nr. 11b und 13). Dennoch sind in diesen Profilen noch sandige Kalke und Mergel eingeschaltet. Die eingemessenen Strömungsmarken weisen auf Detrituslieferungen aus W bis SW hin.
- Im E-Teil des Beckens hingegen dominieren während des Valanginian und unteren Hauterivian bereits massive Sandlieferungen aus dem E (Profil Nr. 12). Kalkige und mergelige Einschaltungen fehlen hingegen völlig. Sedimentologisch ins gleiche Bild passt ein in dieser Arbeit nicht näher beschriebenes Profil 12 km nördlich Ketama (Profil-Position ca. 1 km östlich "Vulkanit-Aufschluss" am Jbel Chouamat). Die Strömung ist hier jedoch von SE her aktiv. Die betreffende Strömung muss demnach mit zunehmend distaler Position nach NW abgelenkt worden sein.

Das Studium der Strömungsrichtungen lässt hier erstmals auf mindestens zwei voneinander unabhängige Liefergebiete schliessen.

Während des Barremian setzen sich die Sandlieferungen sowohl im W- als auch im E-Teil des Tisirène-Beckens fort.

- Dabei treten im W-Abschnitt zunehmend mächtigere Sandsteinzyklen auf (Sammelprofil des Jbel Tisirène). Der Hauptlieferstrom verläuft südlich des von E her aktiven Fan-Systems.
- Auch im E-Abschnitt der Tisirène-Einheit ist eine leichte Zunahme proximaler Ablagerungen zu beobachten. Dennoch hält sich diese Steigerung in Grenzen (Profile Nr. 14 und 16). Die stärksten Lieferungen innerhalb der Unterkreide müssen in den zeitlichen Uebergang zwischen Barremian und Aptian gestellt werden.

In den Sedimenten des Barremian kann innerhalb der gesamten Tisirène-Einheit "convolution bedding" und "slumping" festgestellt werden. Die eingemessenen Bewegungsrichtungen der bedeutendsten Gleitungen (Profil Nr. 14) liegen rechtwinklig zu den eingemessenen Strömungsrichtungen.

Schüttungen während des Aptian und Albian:

- Im W-Teil des Flyschbeckens halten die enormen Sandlieferungen an. Mächtige Sandsteinzyklen können bis ins Albian verfolgt werden. Während des unteren Albian ist ein Aussetzen der Detritus

lieferungen aus SW bemerkbar.

Die grossen Schüttungen laufen vor dem Vraconnian aus.

- Im E-Teil gehen während des Aptian-Albian-Ueberganges die Sandlieferungen deutlich zurück. Dennoch müssen relativ starke Strömungen vorgeherrscht haben (Profil Nr. 15). Das jüngste Tisirène-Profil konnte in diesem Bereich mit unterem Albien datiert werden (G 503, Fig. 10). Dabei handelt es sich bereits um recht geringmächtige turbiditische Ablagerungen auslaufender Fan-Aktivitäten.

Die vorangegangenen Beschreibungen können folgendermassen zusammengefasst werden:

- Zwischen dem Ablagerungsraum der Ketama-Serien und dem Ablagerungsraum der Chouamat- und Tisirène-Flyschs besteht kein näherer Zusammenhang.

Die Ketama-Serien entstammen einem eigenen Ablagerungsraum. Dies geht klar aus den sedimentologischen Beobachtungen und Profilvergleichen hervor.

- Die Entstehung der Tisirène-Flyschmassen geht auf die Lieferung von mindestens zwei voneinander unabhängigen, grossräumigen Fan-Systemen zurück.

- * Ein erstes Fan-System hat seinen Ursprung im W; seine Sedimente kommen hauptsächlich im südlichen Bereich des Tisirène-Beckens zur Ablagerung.

- * Das zweite Fan-System hat seinen Ursprung im E oder NE und bestreicht den N-Teil des Tisirène-Beckens.

- * Beide Fan-Systeme sind voneinander unabhängig; Ueberschneidungen wurden keine beobachtet, müssen jedoch als möglich erachtet werden.

- Anhand detaillierter Profilbeschreibungen können die aus dem W stammenden Ablagerungen auf zwei unterschiedliche Liefergebiete mit entsprechenden Fan-Systemen zurückgeführt werden.

- * Die Aktivitäten des ersten Fan-Systems (Strömung von NW nach SE) setzen im Berriasian ein und verlieren ihre Wirkung im Hauterivian.

- * Die Aktivitäten des zweiten Fan-Systems (Strömung von SW nach NE) setzen im Valanginian ein und enden vor dem Vraconnian, wobei Sedimente des unteren Albien nicht festgestellt werden können.

- Das aus dem E gelieferte Material stammt aus einem einzigen Fan-System.
 - * Die Lieferungen dieses Systems setzen vor dem Valangian ein und laufen im unteren Albien aus.
- Die Sande der Chouamat-Einheit (ursprünglich im SW der Tisirène-Einheit) werden ebenfalls aus W geliefert.
Das Alter dieser Sedimente reicht vom Aptian bis ins obere Albien.
 - * Während dieser Zeit zeigen diese Ablagerungen deutlich "proximalen" Einfluss aus W auf.
Im E der Einheit weisen die Ablagerungen des oberen Albien klar "distaleren" Charakter auf.

3.6 Ergänzende Themen zu den bearbeiteten Einheiten

3.6.1 Diskussion der Sandsteine der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit

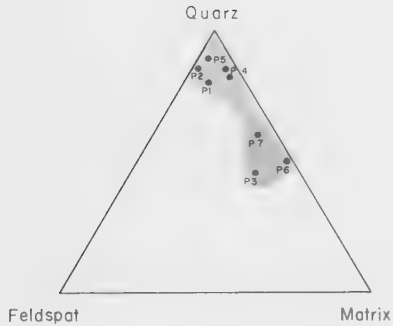
Hauptmerkmal zur Unterscheidung der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Sandsteine ist der Erhaltungszustand und der mengenmässige Anteil der "Matrix". Die Sandsteine der Ketama-Einheit erreichen mit Abstand die höchsten "Matrix"-Werte. Dabei ist in diesem Fall die Umwandlung zu Kalzit nicht so dominant wie bei den Sandsteinen des höheren Tisirène-Profiles. Der Hauptgrund zu diesem Verhalten liegt in der unterschiedlichen tektonischen Geschichte und der ihr entsprechenden Metamorphose. So findet man die "frischesten" Feldspäte in den Sandsteinen der Tisirène- und Chouamat-Einheit. Ausserdem enthalten die Ketama-Sandsteine die am stärksten re-kristallisierten Quarzkörner.

Bezüglich Limonitisierung (teilweise Magnetit, bis 10%) sind die Ketama-Sandsteine ebenfalls führend.

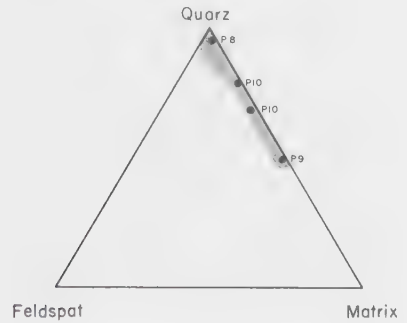
Wichtig ist die Feststellung, dass die Unterscheidung der einzelnen Sandsteine in Bezug auf ihre Liefergebiete nur im Zusammenhang mit den sedimentologischen und chronostratigraphischen Beobachtungen gemacht werden konnte.

Wie Fig. 57 zeigt, liegen die Anteile von Quarz und Feldspat in den Sandsteinen der drei Einheiten recht nahe beieinander. Dennoch wird durch die Beobachtung der dominierenden Mineralanteile innerhalb der verschiedenen Sandsteine die Beeinflussung durch die Metamorphose deutlich. Dies führt gerade bei den Sandsteinen der Chouamat-Einheit zu einem besonders interessanten Ergebnis: obwohl der primäre Gehalt an Feldspat relativ hoch ausfiel, verlagerte sich der Schwerpunkt des Mineralgehaltes zugunsten des Quarzes und der "Matrix".

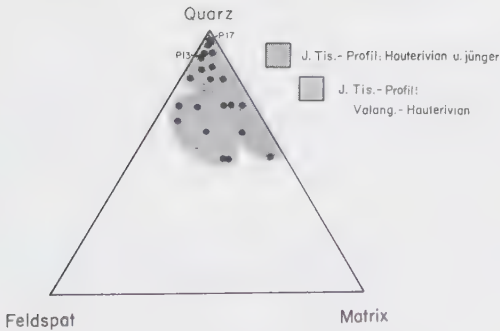
Fig. 57: Die folgenden Darstellungen zeigen die wichtigste mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine innerhalb der verschiedenen Einheiten. Die einzelnen Proben sind mit der Nummer ihres entsprechenden Stammprofils versehen.



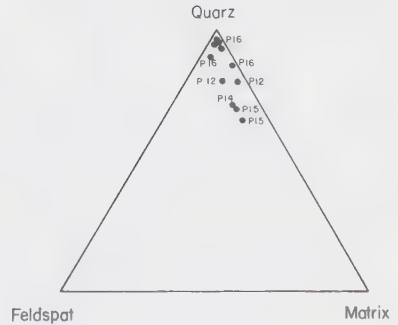
Ketama-Sandsteine



Chouamat-Sandsteine



Sandsteine der aus W belieferten Tisirène-Einheit



Sandsteine der aus E belieferten Tisirène-Einheit

3.6.2 Schwerermineralien

Durch die Untersuchungen der Schwerermineralien in den Sandsteinen sollten folgende Fragen beantwortet werden können:

- Was für Gesteine können im Liefergebiet angenommen werden?
- Lassen verschiedene Schwerermineral-Spektren auf verschiedene Liefergebiete schliessen?

Es gelangten Sandsteine aus allen Profilen der drei Einheiten zur Untersuchung. Da die Proben jedoch rekristallisiert sind, ist allein schon der mechanischen Trennungsmethode wegen keine genaue quantitative Analyse des Schwerermineral-Spektrums möglich. Es können deshalb lediglich qualitative Aussagen über die einzelnen Proben der verschiedenen Einheiten gemacht werden.

In allen 18 Proben wird neben Erz-Anteilen Zirkon, Turmalin, Rutil, Spinell, Granat und Apatit gefunden. Glaukonit tritt nur in sehr geringen Anteilen innerhalb des höchsten Teils des Jbel Tisirène-Profiles auf.

Apatit stellt den weitaus grössten Anteil am Schwerermineral-Spektrum dar. Am schwächsten vertreten sind Turmalin und Spinell. Dabei sind die wenigen Turmalin-Individuen durchwegs stark gerundet.

Die Chouamat-Sandsteine enthalten oft einen bemerkenswert hohen Anteil an Erzen und Rutil. Diese Beobachtung ist jedoch nur in geringmächtigen Sandsteinen innerhalb ausgedehnter Tonschiefer-Massen mit Eisenhydroxid-Konkretionen zu machen. Eine direkte chemische Beeinflussung der Sandsteine durch die Tone ist deshalb anzunehmen.

Da die Sandsteine aller drei Einheiten über die gleichen Schwerermineralien verfügen, müssen für die verschiedenen Liefergebiete ähnliche Ausgangsgesteine angenommen werden. Es handelt sich um Gesteine mit granitischem Charakter und mit wahrscheinlicher Metamorphose-Ueberprägung. Eine genauere Diagnose entbehrt hingegen jeder Grundlage.

Die Frage nach verschiedenen Liefergebieten kann nur unbefriedigend beantwortet werden. Dennoch scheinen sich anhand der unterschiedlichen Erhaltungszustände der Granat-Kristalle Unterscheidungsmöglichkeiten abzuzeichnen:

Beim Granat handelt es sich anhand optischer Bestimmungen um Almandin.

Granat-Kristalle reagieren gegenüber langen Transportwegen mit starker Abnützung. Da der Granat in den Sandsteinen der Tisirène- und Chouamat-Einheit gegenüber den Granaten der Ketama-Sandsteine

bedeutend grössere Durchmesser aufweist, scheinen hier unterschiedliche Transportdistanzen ausschlaggebend gewesen zu sein.

Bemerkenswert ist das weit verbreitete, aber seltene Auftreten von Spinell.

3.6.3 Sedimentationsraten

Innerhalb der Rif-Einheiten sind nur schwache Variationen der Sedimentationsraten festzustellen. Die beste Beobachtungsmöglichkeit ergibt sich am ungestörten Profil des Jbel Tisirène. Hier liegt die Rate während des Berriasian zwischen 25 mm und 30 mm/1000y. Zählt man die turbiditischen Einschaltungen in diesem Zeitraum so ergibt das ca. 1 Turbidit / 4×10^4 y. Während des Valanginian und Hauterivian steigert sich die Rate auf durchschnittlich 40 mm/1000y. Während diesem Zeitraum sind ca. 400 turbiditische Einschaltungen zu verzeichnen. Dies ergäbe demzufolge ca. 1 Turbidit / 3×10^4 y.

Im Barremian wird dann der höchste Lieferwert mit 60 mm bis 80 mm/1000y erreicht, im Aptian hingegen sinkt die Sedimentationsrate wieder auf 40 mm/1000y zurück. Eine genaue Auszählung der turbiditischen Einschaltungen ist hier nicht mehr möglich, da die Aufschlussverhältnisse solche Arbeiten nicht mehr zulassen.

Aehnliche Werte können für die aus dem E stammenden Lieferungen angenommen werden.

Zwischen dem Berriasian und dem Barremian der Frontalen Ketama-Einheit beträgt die Sedimentationsrate ca. 30 mm bis 35 mm/1000y.

In der Nördlichen Ketama-Einheit erfolgen die umfangreichsten Lieferungen während dem Aptian mit 80 mm/1000y. Eine Berechnung der Albian-Werte wird wegen ungesicherter Mächtigkeitsangaben verunmöglicht.

4. INTERPRETATION

4.1 Einführung

Zwischen Nordamerika, Europa und Afrika beginnt im mittleren Jura die Oeffnung des zentralen Atlantiks (BARRON et al., 1981). Zusammen mit der nach S fortschreitenden Atlantik-Oeffnung ergeben sich bedeutende Horizontalverschiebungen und Dehnungsbewegungen. Die Hauptbewegungen konzentrieren sich vorwiegend auf den Grenzbereich zwischen der europäischen (inkl. iberischen) und afrikanischen Kontinentalplatte. Durch die Relativbewegungen zwischen Afrika und Europa kommt es besonders im westlichen Tethys-Bereich zur Ausbildung grossräumiger transversaler Bruchsysteme (BIJU-DUVAL, DERCOURT, LE PICHON, 1976). Sie verlaufen meist in W-E-Richtung und ermöglichen dadurch die gegenläufigen Bewegungen zwischen den beiden Kontinenten.

Paläogeographie im westlichen Tethysbereich

BIJU-DUVAL, DERCOURT & LE PICHON (1976) richteten ihr Augenmerk auf die grosstektonischen Verhältnisse im westlichen Tethysraum.

So verlaufen die wichtigsten tektonischen Bewegungen ab Trias entlang der sogenannten "cassure téthysienne" (ARGYRIADIS, 1975). Sie ist die W-E orientierte Hauptverschiebungsnäht zwischen Afrika und Europa. In Spanien verläuft sie wahrscheinlich nördlich des Campo de Gibraltar (TRUEMPY, 1978). Parallel zu dieser Linie sind weitere Bruchsysteme von sekundärer Bedeutung aktiv.

Eine gute Uebersicht über die paläogeographischen Verhältnisse gibt OBERT (1981) in seiner Dissertation über die Geologie der "Domaine tellienne" in Algerien (S. 554-556) und WILDI (1983, im Druck).

4.2 Rekonstruktion des paläogeographischen Bildes

4.2.1 Einführung

In Kap. 4.1 wird die allgemeine paläogeographische Situation der westlichen Tethys kurz erwähnt. Mit entsprechenden Detailstudien im Bereich von Algerien befassten sich besonders RAOULT (1974), GELARD (1979) und OBERT (1981). Im W (Rif- und Alboran-Teil) waren es MATTAUER (1963-64), DURAND DELGA (1965), ANDRIEUX (1971), DIDON et al. (1973) und WILDI (1981, 1982 in Vorb.).

Bei den Ablagerungen der Ketama-, Chouamat- und Tisirène-Einheit stellt sich die Frage nach dem Ursprung des detritischen Materials. Das Detritus-Spektrum weist auf Quellgebiete mit kristallinen und metamorphen Gesteinen oder auf Sedimente, die aus solchem Detritus bestehen, hin. Im direkten Umfeld der Sedimentationsgebiete kommen deshalb folgende Regionen in Frage:

- Kristalliner Sockel der Alboran-Hochzone
- Kristallin der iberischen Meseta
- Kristallin der marokkanischen Meseta (Region zwischen Hohem Atlas und dem Rif; inkl. ältere Sedimente)
- Kristalline Hochzone(n) im afrikanischen-iberischen Transform-System

Anhand der beobachteten Strömungsrichtungen kann auf die Existenz von drei Liefergebieten geschlossen werden. Um eine genaue Vorstellung über Form und Grösse der betreffenden Sedimentationsbecken zu erhalten, ist jedoch eine palinspastische Rekonstruktion der einzelnen Einheiten nötig.

Die nachfolgenden Angaben basieren auf der Rekonstruktion von Querprofilen.

Ketama-Einheit

Die Abwicklungsbreite der gesamten Ketama-Einheit beträgt in N-S-Richtung ca. 70 km. Dabei kann allein die Breite des Ablagerungsraumes der Frontalen Ketama-Einheit mit ca. 20 km veranschlagt werden. Die restliche Distanz entfällt auf den Bildungsraum der Nördlichen Ketama-Einheit. WILDI (1981) gibt in seiner paläogeographischen Rekonstruktion zwischen dem Kontinentalrand und der S-Grenze der Ketama-Einheit ("Zone 4", WILDI, 1981) eine Distanz zwischen 100 km und 150 km an.

Tisirène-Einheit

Die palinspastische Rekonstruktion der innerhalb des zentralen Rif beobachteten Tisirène-Einheit ergibt eine N-S-Ausdehnung von mindestens 35 km. Wie weit die Sedimente der Tisirène-Einheit

gegen N noch unter die internen Zonen hineinziehen ist unbekannt. Die minimale N-S-Ausdehnung des Tisirène-Flyschbeckens kann jedenfalls mit 40 km bis 50 km angegeben werden.

Die Beobachtung direkter landnaher Einflüsse in den Ablagerungen des Hauterivian und Barremian unterstreicht den relativ "engen" und in W-E-Richtung langgestreckten "Trogcharakter" des Tisirène-Raumes.

Melloussa-Chouamat-Einheit

In diesen Teileinheiten entbehren alle palinspastischen Schätzungen genauer Grundlagen. Sicher ist jedoch, dass zwischen der Ketama-Einheit (Frontale und Nördliche Ketama-Einheit) und der Chouamat-Einheit kein direkter Zusammenhang besteht. Die Chouamat-Einheit liegt eindeutig im Einflussbereich einer westlichen Detritus-Lieferung. Die tektonische Geschichte und Position unterscheidet sich jedoch deutlich von der Tisirène-Einheit. Die Chouamat-Einheit entspricht nicht einfach einem jüngeren und südlicheren Anteil der Tisirène-Einheit. Viel eher handelt es sich bei dieser Einheit um laterale Ablagerungen im südlichen Randbereich des südlichen Tisirène-Beckens.

Die Melloussa-Einheit weist mit ihrem pelagischen Charakter auf einen im SW oder W der Chouamat-Einheit gelegenen Ort hin.

4.2.2 Paläogeographische Uebersicht

Ueber die paläogeographische Darstellung der Ablagerungsräume der Rif-Einheiten wurden bisher zwei recht verschiedene Hypothesen entwickelt. Hauptunterschied der "Ultra-" respektive "Infra-Theorie" war die Lage der Flyschbecken gegenüber der "Dorsale Calcaire", das heisst "Dorsale rifaine" im W und "Dorsale kabyle" im E (Algerien).

Theorie "Ultra":

Sie wird ausführlich durch ANDRIEUX (1971) beschrieben. Die Ablagerungsräume der in dieser Arbeit behandelten Einheiten nehmen im Bereiche der südlichen Tethys folgende Positionen ein:

S

N

KETAMA - CHAINE CALCAIRE - MELLOUSSA-CHOUAMAT - TISIRENE

Theorie "Infra":

Sie wird durch DIDON, DURAND DELGA & KORNPORST (1973) vertreten:

S

N

KETAMA - MELLOUSSA-CHOUAMAT - TISIRENE - CHAINE CALCAIRE

Diese Lösung kann am ehesten mit den Hypothesen der meisten in Algerien tätigen Geologen verglichen werden (GELARD, 1979; OBERT, 1981).

Das Modell entspringt jedoch der Vorstellung einer zylindrischen Abfolge der Faziesgürtel in N-S-Richtung.

Die neueren Darstellungen (WILDI, 1981; 1983 im Druck) jedoch verlangen eine viel grössere Variabilität der einzelnen Ablagerungsräume in W-E-Richtung. Zudem bedeutet die Möglichkeit, dass die internen Zonen erst im Tertiär aus viel weiter östlich gelegenen Bereichen in ihre jetzige Lage gelangten, dass das Problem unter Umständen falsch formuliert wurde, das heisst, dass in der Kreide der "Block von Alboran" im marokkanischen-andalusischen Querschnitt noch fehlte.

Die sich daraus ergebenden Resultate werden anschliessend beschrieben.

Ketama-Einheit

Das detritische Material stammt anhand sedimentologischer Beobachtungen eindeutig aus SE, das heisst aus der marokkanischen Meseta. Diese Angaben ergänzen sich mit den Untersuchungen von WILDI (1981). Die Aktivität des entsprechenden Fan-Systems war in Form eines beckenparallelen Materialtransportes nach W bis NW gerichtet.

Im proximalen Bereich parallel zu diesem Fan ergibt sich ein Abschnitt mit verminderter Sedimentation. Dies ist der eigentliche Ablagerungsraum der Frontalen Ketama-Einheit. Die anschliessend nach S gerichtete "Kompression" führte zu einer Ueberschiebung der Frontalen Ketama-Einheit durch die Nördliche Ketama-Einheit.

Sedimentologisch sind zwischen der Ketama-Einheit und der Chouamat-Einheit keine Zusammenhänge sichtbar. Es wäre möglich, dass zwischen dem Becken des Ketama- und dem W-Teil des Chouamat-Beckens eine Schwellenzone existiert haben könnte. Wahrscheinlicher jedoch ist, dass der Sedimentationsraum der Ketama-Sedimente so weit im SW des Chouamat-Bereiches lag, dass ein sedimentologischer Zusammenhang nicht besteht.

Tisirène-Einheit

Wie bereits in Kap. 3.5 beschrieben wurde, setzt sich die Tisirène-Einheit aus Ablagerungen mehrerer Fan-Systeme zusammen. Diese Aussage widerspricht den Ergebnissen von ANDRIEUX & MATTAUER (1963a), in denen eine Detrituslieferung ausschliesslich aus S oder SE angenommen wurde.

"Oestliche Lieferung"

Ihr dominierendes Ablagerungsgebiet liegt in der nördlichen Hälfte des Tisirène-Beckens und erstreckt sich in W-E- bis NW-SE-Richtung. Während des Hauterivian und Barremian sind Hangneigungen anhand der beobachteten Gleitungen nicht auszuschliessen.

Die Sandsteine der Tisirène-Einheit können mit den "grès de Guerrouch" in Algerien korreliert werden. Ihr Liefergebiet wird ebenfalls in einem im N liegenden Gebiet (Alboran-Block?) gesucht (GELARD, 1979). Die Ablagerungen der "grès de Guerrouch" setzen im Barremian ein. Die östlichen Lieferungen der Tisirène-Einheit jedoch beginnen spätestens im Valanginian-Hauterivian. Daraus resultiert, dass aus einer Hochzone vorerst in Richtung W bis SW sedimentiert wurde. Dies bedingt eine westliche bis südwestliche Position des Ablagerungsraumes in Bezug auf das Herkunftsgebiet des Detritus.

In diesem Zusammenhang muss auf das Sammelprofil der Tisirène-Einheit von ANDRIEUX (1971, S.39) eingegangen werden. Es stammt aus dem von E her belieferten Ablagerungsraum. Es entspricht demnach dem östlichen Gegenstück des Jbel Tisirène-Profiles. Eine direkte Gegenüberstellung der beiden Profile in bezug auf die Mächtigkeit der Ablagerungen ist nicht haltbar, da im Gebiet des E-Profiles wegen der lokalen Tektonik stratigraphische Repetitionen vorliegen. Die palynologischen Datierungsversuche innerhalb dieser Schuppen waren ebenfalls nur bedingt erfolgreich. Einzige Vergleichsmöglichkeit bieten die im oberen Teil des Profils durch ANDRIEUX (1971) beschriebenen Orbitolinen mit Barremian- (oder Aptian-) Alter. Sie entsprechen den in Profil Nr. 16 ebenfalls beobachteten Einschaltungen mit fraglichen Barremian-Orbitolinen. In den gleichaltrigen Niveaux am Jbel Tisirène hingegen fehlen solche Einschaltungen völlig. Dies ist ein weiterer Hinweis auf die beiden voneinander unabhängigen Fan-Systeme.

Es wäre (bei Annahme der "Hypothese infra") prinzipiell naheliegend, dieses östliche Liefergebiet im Bereich der internen Zonen (Alboran-Block) zu suchen. Allerdings ist die Lage des Alboran-Blockes in der unteren Kreide noch ungewiss. Zudem fehlen Komponenten von triadisch- unterjurassischen Dolomiten und Kalken, die man bei einer Herkunft aus den internen Zonen eigentlich erwarten dürfte.

"Westliche Lieferung"

Ihr in W-E-Richtung liegender Ablagerungsraum liegt in der südlichen Hälfte des Tisirène-Troges. Die Detrituslieferungen erfolgten aus NW- bis WSW-Richtung. Dies weist generell auf ein Nährgebiet im W hin.

In den Ablagerungen dieses Fan-Systems sind während des Hauterivian und Barremian ebenfalls starke Gleitungserscheinungen und Einschaltungen von "pebbly mudstone" zu verzeichnen.

Sowohl die palynologischen als auch die mikropaläontologischen Beobachtungen lassen erkennen, dass es sich beim Detritus um aufgearbeitetes Material aus älteren Sedimenten handelt. Aufschlussreich sind die genaueren Beobachtungen der Strömungsrichtungen. Zu Beginn der Unterkreide weisen die Strömungsmarken auf Lieferungen aus NW hin. Die fast vollständige Abwesenheit von Sandlieferungen lässt auf ein Liefergebiet mit karbonatischem Plattform-Charakter schließen. Nach den jüngsten paläogeographischen Darstellungen (WILDI, 1981) würde eine im SE der iberischen Meseta vorhandene Plattform in Frage kommen.

Mit einer deutlichen Aenderung der Strömungsrichtungen nach E bis ENE findet auch der Wechsel zu sandigen Lieferungen statt. Zugleich ist mit abnehmendem Alter eine sukzessive Abnahme der Kornsortierung festzustellen. Die zwangsläufige Existenz mehrerer nach S bis SE gerichteter Fan-Systeme kann anhand dieser Beobachtungen angenommen

werden. Denkbar wäre der zunehmende Einfluss eines gegenüber der ersten Lieferquelle (rein karbonatisch) westlich gelegenen Fan-Systems mit nicht-karbonatischem Detritus. Durch den für diese Flysche typisch beckenparallelen Detritustransport nach E kann mit einer Sedimentation an der gleichen Stelle gerechnet werden. Dies führt in einem einzigen Profil (z.B. Jbel Tisirène-Profil) zu sedimentären Abfolgen, die wohl zwei verschiedenen Lieferquellen entspringen, auf den ersten Blick jedoch als lithologische Entwicklungsstadien eines einzigen Fan-Systems erscheinen.

Aus diesen Angaben ist zu schliessen, dass sich die oben genannte Karbonat-Plattform nicht allzu weit gegen S respektive SW fortsetzt.

Die Lage des Sedimentationsgebietes innerhalb des Tisirène-Beckens muss deshalb im E oder SE des genannten Nährgebietes angenommen werden. Hier helfen die Beobachtungen von KUHNT & THUROW (mündl. Mitteilung) weiter. So haben sie in der Gegend von Gibraltar innerhalb der Tisirène-Sedimente Lieferrichtungen aus NW und aus N festgestellt.

Die Ablösung eines im NW gelegenen Nährgebietes durch ein weiteres im S respektive im SW davon gelagertes Liefergebiet kann folgendermassen erklärt werden:

Durch die Bewegung des Tisirène-Beckens entlang dem W-E gerichteten Hauptbruch-System zwischen Afrika und Europa können neue, weiter westlich gelegene (und bereits bestehende) Fan-Systeme erfasst oder angeschnitten werden.

Die Lage des westlichen Nährgebietes in Bezug auf die heutige Geographie ist nicht ohne weiteres klar. Eine Herleitung des Detritus vom S der iberischen Meseta würde bedingen, dass dieses Material irgendwie das subbetische Becken mit seiner Mergelsedimentation und seinen Basaltergüssen, gequert hätte, was schwer zu verstehen wäre.

Möglich wäre auch ein Nährgebiet im Bereiche der iberischen Meseta nördlich der SE-iberischen Karbonat-Plattform. Von dort aus hätte das detritische Material seinen Weg Richtung S zwischen Iberien und dem Alboran-Block hindurch zum Tisirène-Becken gefunden. Doch stellt sich auch hier die Frage, ob der subbetische Bereich diesen Transportweg nicht tangieren würde.

Ein heute verschwundenes Hochgebiet innerhalb des afrikanisch-iberischen Transform-Bereiches ist eine weitere, wenn auch unbeweisbare Hypothese. Die gute Aufbereitung des Detritus bedingt entweder eine grosse Ausdehnung dieser Hochzone, oder aber eine Herkunft aus älteren Sedimenten (Paläozoikum?).

Melloussa-Chouamat-Einheit

Chouamat-Einheit

Die aus W erfolgte Belieferung des Chouamat-Raumes gilt als gesichert. Während die Ablagerungen des Albien (G 361) deutlich distalen Charakter aufweisen sind die tieferen Niveaux des Aptian besonders interessant. So zeigen die sedimentologischen Beobachtungen innerhalb der Profile von W nach E zunehmend distaleren Charakter. Sedimentologisch sind gleiche Erscheinungen wie in den Profilen der Tisirène-Einheit zu beobachten. Die unterschiedliche tektonische Geschichte jedoch schliesst eine örtliche Identität mit dem Ablagerungsraum des aus W belieferten Tisirène-Beckens aus. Es handelt sich demnach bei der Chouamat-Einheit um zur Tisirène-Einheit mindestens im Anfangsstadium (Aptian-unt. Albien) synchrone Ablagerungen eines von W her aktiven Fan-Systems. Ob es jedoch dem gleichen Fan-System wie die aus W aktive Tisirène-Schüttung entspricht, ist ungewiss (ev. Progradation der Tisirène-Schüttung). Auch die Chouamat-Einheit wurde mit bereits aufgearbeitetem Material beliefert. Möglich ist, dass es sich um einen noch weiter westlich aktiven Fan handelt, da sich die paläogeographische Position des Ablagerungsraumes im SW des Tisirène-Beckens befindet. Mit dem erstmaligen Auftreten der Chouamat-Sedimente muss demnach die Bildung einer Schwelle zwischen Tisirène-Becken und dem vermutlich in N-S-Richtung eingeschränkten Chouamat-Becken angenommen werden. Nach DIDON, DURAND DELGA & KORNPROBST (1973) wird im Bereich von Gibraltar die Grenze zwischen der "zone maurétanienne" und der "zone massylienne" durch die "ride tariquide" gebildet. Es darf also gegen E mit einer dieser Hochzone entsprechenden Erscheinung gerechnet werden.

Die "ride tariquide" selbst dürfte als Liefergebiet kaum in Frage kommen, da sonst karbonatischer Detritus innerhalb des untersten Chouamat-Members auftreten müssten.

Melloussa-Einheit

Paläogeographisch liegt der Ablagerungsraum dieser Teil-Einheit gegenüber dem Chouamat-Becken deutlich im W. Die Sedimente dieser zwei Teil-Einheiten wurden jedoch zur gleichen Zeit abgelagert. Dennoch fällt die Melloussa-Einheit durch ihren distalen Charakter auf. Diese Eigenschaft erfordert deshalb eine Position abseits ausgedehnter Fan-Systeme. Denkbar wäre ein "Schlüsselgebiet" zwischen Iberia im N, dem Chouamat-Becken im NE oder E und dem nördlichen Rand des Ketama-Fans. Direkte Zusammenhänge mit den Sedimenten des Ketama-Raumes können jedenfalls ausgeschlossen werden.

Maurétanien - Massyliën

Die Tisirène-Flysche entsprechen den "grès de Guerrouch" in Algerien und werden zur "zone maurétanienne" gezählt (DIDON et al., 1973; GELARD, 1979). Die Chouamat-Einheit soll hingegen zur "zone massylienne" gezählt werden. Bei der Zuordnung zur "zone massylienne" wird es im Bereich der grossen Kabylei problematischer, da Schwellenzonen als typische Grenzbereiche fehlen.

Das Melloussa-Chouamat-Becken kann hingegen ganz klar sowohl vom mauretanischen als auch vom Ketama-Bereich abgegrenzt werden, wobei eher Beziehungen zur Tisirène-Einheit als zur Ketama-Einheit bestehen.

Dies lässt zweierlei Möglichkeiten zur Erklärung zu:

- Mit dem beginnenden Aptian setzen grossräumige Vertikalbewegungen zwischen der "zone massylienne" und dem Ketama-Raum ein. Erklärbar wäre eine Schwellenbildung (Horst-Graben-Tektonik). Für diese Theorie sprechen nicht zuletzt die innerhalb der Melloussa-Chouamat-Einheit gefundenen vulkanischen Spuren "senonischen" Alters.
- Wahrscheinlicher jedoch ist, dass sich der Ablagerungsraum der Ketama-Sedimente während des Aptian noch so weit im W des Chouamat-Raumes befand, dass eine gegenseitige Beeinflussung der beiden Lieferungen nicht möglich war. Diese Theorie schliesst eine spätere ("senonische" und Melloussa-Chouamat-interne) tektonische Bewegung nicht aus.

5. PALYNOSTRATIGRAPHIE

5.1 Einführung

Die folgenden Untersuchungen stammen hauptsächlich von Dr. PETER HOCHULI.

Die stratigraphische Interpretation der Palynomorphen-Spektren wird auf eine möglichst vollständige Bearbeitung abgestützt. Es sind dabei Dinoflagellaten-Zysten, Pollen und Sporen berücksichtigt. Nicht in Betracht gezogen werden Acritarchen, Scolecodonten und Pilzsporen. Für die letzten beiden Gruppen sind die Grundlagen zu fragmentarisch. Die Acritarchen sind selten und zudem handelt es sich meist um sehr langlebige Formen der Gattungen Micrhystridium, Solisphaeridium und Veryhachium.

Die Palynomorphen-Spektren sind entsprechend den verschiedenen Lithofazies-Typen recht verschieden zusammengesetzt. Ausserdem stammen die Proben aus verschiedenen paläogeographischen Situationen und haben verschiedene tektonische Prozesse durchgemacht. Je nach Zusammensetzung der Assoziationen und nach dem Erhaltungszustand des organischen Materials erhalten die verschiedenen Palynomorphen-Gruppen verschiedenes Gewicht bei der stratigraphischen Interpretation.

Von besonderer Bedeutung für die Stratigraphie sind die Dinoflagellaten-Zysten und die Angiospermen-Pollen. Abgesehen von wenigen Ausnahmen sind die Gymnospermen-Pollen und die Sporen weniger wichtig. Die stratigraphische Verteilung einer grösseren Auswahl von Palynomorphen ist in Fig.: 58 dargestellt. Sehr seltene Formen, die für die stratigraphische Position einzelner Proben von Bedeutung sind, werden im Text erwähnt.

Grundlagen der palynostratigraphischen Interpretation

Ein wesentlicher Faktor der biostratigraphischen Interpretation von Palynomorphen-Spektren ist die geographische Lage und damit die Zugehörigkeit zu einer bestimmten Florenprovinz. Bei der Interpretation mesozoischer, insbesondere jurassischer und unterkretazischer Assoziationen wurde diese Tatsache vielfach vernachlässigt. Erst in neuerer Zeit wurde dem Problem der Bioprovinzen von seiten der Palynologie vermehrt Beachtung geschenkt (BRENNER, 1976; SRIVASTAVA, 1978; HERNGREEN & CHLONOVA, 1981; HOCHULI, 1981). Das Problem stellt sich natürlich in besonderem Masse für die terrestrischen Palynomorphen. Jedoch auch bei der Interpretation

von Dinoflagellaten-Assoziationen ist mit grossräumigen Unterschieden zu rechnen.

Einige Gruppen mesozoischer Sporomorphen sind fast weltweit nachzuweisen, so zum Beispiel viele Pteridophyten-Sporen oder auch einige Gruppen von Gymnospermen-Pollen. Betrachtet man jedoch die Sporomorphen-Assoziationen nicht nur in qualitativer sondern auch in quantitativer Hinsicht, so ergeben sich grösste Unterschiede in Abhängigkeit von der geographischen Position. Diese Aussage soll hier anhand einiger Beispiele erläutert werden. Von den Pteridophyten-Sporen hat die Gattung Gleicheniidites, deren Morphologie derjenigen rezenter Gleicheniaceen sehr nahe kommt, ihre Hauptverbreitung in Gebieten, die mehr oder weniger den heutigen gemässigten Zonen der südlichen und nördlichen Hemisphaere entsprechen. Sie fehlen vollständig in den äquatorialen Regionen. Im vorliegenden Material sind Vertreter dieser Gattung selten. Die gleichen Tendenzen lassen sich in weniger ausgeprägtem Masse bei den Schizaeaceen nachweisen. Bemerkenswert ist dabei, dass die heutigen Verbreitungszentren dieser beiden Familien in den Tropen liegen. Bei der Verbreitung der Gymnospermen-Gruppe Classopollis ist gegen N und S eine markante Häufigkeits-Abnahme festzustellen. Classopollis wird dabei mehr und mehr von Luftsackpollen aus den Familien der Podocarpaceen und Pinaceen abgelöst. Ein ähnliches Verhalten zeigen auch die fossilen Araucariaceen. Die Verbreitung dieser Familie und ihre Bedeutung für die paläogeographische Interpretation wurde von KRASILOV (1978) hervorgehoben. Sie tritt in mesozoischen Pflanzen-Assoziationen niedriger Breiten dominant oder zumindest sehr häufig auf. Ihre Verbreitungsgrenze liegt im Jura und in der Kreide bei 50° N. Andere Sporomorphen-Gruppen sind in ihrer geographischen Verbreitung noch stärker begrenzt. So kommt die Gattung Dicheiropollis ausschliesslich im äquatorialen Bereich vor. Dicheiropollis etruscus gilt in der tieferen Untekreide als Charakter-Art der äquatorialen Provinz.

Vom biogeographischen Standpunkt aus gesehen, stammt das marokkanische Material aus dem Uebergangsbereich zwischen der äquatorialen Provinz (Westafrikanische - Südamerikanische - WASA-Provinz nach HERNGREEN & CHLONOVA, 1981; Nord-Gondwana-Provinz nach BRENNER, 1976) und dem borealen oder südlaurasischen Bereich. Die Intensität des Einflusses aus den beiden Provinzen variiert im Laufe der Zeit. In der Unterkreide ist der Einfluss aus der borealen Provinz verhältnismässig gering. Diese Konstellation ändert sich jedoch in recht drastischer Art im mittleren und oberen Cenomanian.

Für die stratigraphische Interpretation unseres Materials sind die palynologischen Resultate aus der westafrikanischen Kreide von grösster Bedeutung. Vorbehalte bestehen hinsichtlich der stratigraphischen Korrelation, da die von DOYLE et al. (1977) vorgeschlagene Zonierung im Wesentlichen auf der Untersuchung von lakustrinen Sedimenten beruht. Bezüglich der jüngeren in der vorliegenden Untersuchung erfassten Assoziationen ergeben sich sehr gute Anhaltspunkte aus der raschen Entwicklung der Angiospermen. Zum Vergleich wurden vor allem die Arbeiten aus Nordamerika von SINGH (1971), DOYLE & ROBBINS (1977) sowie SRI-VASTAVA (1980) herangezogen. Auch hier bestehen zum Teil Probleme

mit der Korrelation. Die in neuester Zeit ausgearbeiteten detaillierten Zonierungen für die tiefere Unterkreide des nordamerikanisch-europäischen Bereichs (DÖRHÖFER, 1977 und 1979) sind für unser Material kaum anwendbar. Die Anwendungsmöglichkeiten dieser vorwiegend auf der Verbreitung von Pteridophyten-Sporen beruhenden Gliederung sind in regionaler Hinsicht stark eingeschränkt. Soweit es sich bei den nachgewiesenen Veränderungen der Sporen-Assoziationen tatsächlich um evolutive Florententwicklungen handelte, besteht grundsätzlich die Möglichkeit, in anderen Gebieten die selben Tendenzen festzustellen. Nach DÖRHÖFER (1979) ergeben sich jedoch im zeitlichen Auftreten von verschiedenen Sporen wesentliche Unterschiede zwischen Nordafrika und den nordeuropäischen Becken.

Bei den mesozoischen Dinoflagellaten-Zysten ist der regionale Charakter der Assoziationen weniger ausgeprägt als bei den Sporomorphen. Die Zahl der Arten, die nur in einer Provinz auftreten ist viel geringer. Nach neueren Untersuchungen sind einige Typen in ihrem Vorkommen auf den Tethysraum beschränkt. Eine dieser typischen Formen ist *Biorbifera johnewingii*. Zudem scheinen verschiedene Arten nach den bisher vorliegenden Daten in der Tethys eine andere stratigraphische Reichweite aufzuweisen als beispielsweise in der borealen Provinz. Eine unterschiedliche stratigraphische Reichweite in Abhängigkeit von der geographischen Lage zeichnet sich zum Beispiel bei *Aptea polymorpha* ab. Während diese Art im borealen Raum auf das Aptian beschränkt ist, reicht sie in Marokko bis ins Cenomanian. Aus vielen Gebieten und besonders aus dem Bereich der Tethys liegen bisher nur Einzeluntersuchungen und zum Teil recht lückenhafte Daten vor, sodass regionale Vergleiche vorläufig kaum möglich sind.

Insgesamt ist festzuhalten, dass aus dem Tethysbereich im Vergleich zu den Sporomorphen bezüglich der Dinoflagellaten-Assoziationen bedeutend mehr vergleichbare Daten vorliegen. Die biostratigraphische Interpretation dieser Assoziationen ist damit zuverlässiger, obschon durch die Artenarmut im untersuchten Material die Möglichkeiten zusätzlich eingeschränkt sind. Die von HABIB (1977) vorgeschlagene Gliederung lässt sich aus diesem Grund nur teilweise anwenden. Gute Anhaltspunkte lieferten neben der erwähnten Zonierung die Untersuchungen von BELOW (1981) aus der Unterkreide des Hohen Atlas und von DAVEY (1979) aus dem Golf von Biscaya. Als besonders nützlich erwies sich ausserdem die Kompilation von WILLIAMS & BUJAK (in Druck), in der die Reichweite von über 200 Arten mesozoischer Dinoflagellaten erfasst ist.

Der Detritus der verschiedenen Sedimentationsbereiche des Untersuchungsgebietes stammt nach den sedimentologischen Befunden aus weit entfernt liegenden Liefergebieten. Prinzipiell könnten deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung der Palynomorphen-Assoziationen erwartet werden. Die Zusammensetzung der untersuchten Assoziationen ist jedoch bei vielen Proben und in besonderem Masse bei jenen aus der Ketama-Einheit sehr stark durch den Erhaltungszustand beeinflusst. Paläogeographische Vergleiche, die im Wesentlichen auf quantitativen Unterschieden beruhen, sind somit zum vornherein ausgeschlossen. Offensichtliche Unterschiede

in der Zusammensetzung der Spektren bestehen allerdings zwischen der Tisirène- und der Chouamat-Einheit einerseits und der Melloussa-Einheit andererseits. Der Erhaltungszustand des organischen Materials in den Proben aus diesen Einheiten lässt am ehesten einen Vergleich zu, obschon das mit den Proben aus der Melloussa-Einheit erfasste zeitliche Interwall in der Tisirène-Einheit verhältnismässig schlecht dokumentiert ist. In den Melloussa-Proben tritt der grobe organische Detritus gegenüber den Palynomorphen stark zurück. Dinoflagellaten-Zysten sind hier bedeutend häufiger und die Assoziationen artenreicher. Auffällig ist das Fehlen der Vertreter der Gattung Microdinium in diesen Proben. Sie kommen zumindest in der tieferen Tisirène- und in der Chouamat-Einheit regelmässig vor und stellen in einigen Proben sogar die häufigsten Zysten-Anteile dar. Nach den heutigen Erkenntnissen kann insbesondere Microdinium opacum als eigentliche Leitform des proximalen Sedimentationsbereiches mit starkem terrestrischem Einfluss betrachtet werden. M. opacum wurde bisher vor allem in Sedimenten nachgewiesen, die stark vom Einfluss eines Deltas geprägt sind (vgl. BRIDEAUX, 1971; BRIDEAUX & MC INTRE, 1975; HASENBOEHLER, 1981). Die Spektren aus der Melloussa-Einheit entsprechen insgesamt einem bedeutend distaler liegenden Sedimentationsbereich.

Tisirène-Einheit

Aus dieser Einheit wurden insgesamt 41 Proben präpariert. 27 davon enthielten auswertbare Palynomorphen-Assoziationen und werden in die Untersuchungen einbezogen. Das vollständigste und wichtigste Profil stellt dasjenige des Jbel Tisirène dar. Daraus wurden 15 Proben präpariert; 14 brachten positive Resultate. Diese Proben stammen vorwiegend aus Tonschiefern des tieferen und mittleren Abschnittes. Im höheren Teil ist es sehr schwierig, geeignete Proben zu gewinnen. Die ohnehin spärlich vorkommenden Tonschiefer und Silte sind kaum aufgeschlossen. Die Präparation feinkörniger Sandsteine lieferte keine Resultate.

Die Palynomorphen aus den Proben des tieferen und des mittleren Profilabschnittes sind im allgemeinen recht gut erhalten. In diesem Profil wie in der ganzen Einheit ist die tektonische Beanspruchung relativ gering. Die meisten Palynomorphen weisen eine hell- bis dunkelbraune Färbung auf und sind ohne weiteres bestimmbar. Einzelne dickwandige Sporen erscheinen opak. Die Assoziationen aus den Proben des Jbel Tisirène-Profiles bilden die Grundlage zur Unterscheidung der Zonen A - C und zum Teil auch für Zone D.

Im allgemeinen erscheinen die Palynomorphen-Spektren aus der Tisirène-Einheit recht homogen. In fast allen Proben ist organischer Detritus (>100µ) sehr häufig. Zu erkennen sind Holz- und Epidermis-Reste. Die Spektren werden durchgehend von Sporomorphen dominiert. Marine Formen, wie Dinoflagellaten-Zysten und Mikroforaminiferen, treten zwar regelmässig auf, sind aber mengenmässig von untergeordneter Bedeutung. Der Anteil der Palynomorphen mariner Herkunft liegt bei fast allen Proben zwischen 10% und 20%.

In einigen Proben fällt zudem der recht hohe Anteil an Pilzsporen auf. Aus der Beurteilung des Gesamtspektrums lässt sich ein sehr starker Einfluss aus dem Deltabereich ableiten.

Ketama-Einheit

Aus der Ketama-Einheit wurden 36 Proben präpariert. In sämtlichen Präparationsrückständen sind neben viel organischem Detritus (Holz- und Gewebereste) auch Palynomorphen erkennbar. Sie sind allerdings durch die Metamorphose stark in Mitleidenschaft gezogen worden. Das organische Material ist stark karbonisiert und erscheint im Lichtmikroskop zumeist völlig opak. Nur in günstigeren Fällen (15 Proben) sind die Palynomorphen soweit bestimmbar, dass sich eine stratigraphische Interpretation verantworten lässt. Zartere Formen sind selten erhalten oder dann stark beschädigt. Da jedoch andere stratigraphische Hinweise oder Gliederungsmöglichkeiten mit Hilfe der Lithologie fehlen, werden hier auch die spärlichsten Resultate und dürftigen Alters-Indizien dargestellt. Regelmässig festzustellen sind die im Umriss leicht erkennbaren Scolecodonten, was offensichtlich mit den Erhaltungsbedingungen zusammenhängt. Dinoflagellaten-Zysten, die nach Befunden im vorliegenden Material selten in opakem Zustand zu finden sind, liegen meist nur als Bruchstücke vor. In manchen Fällen sind diese aber zuverlässig bestimmbar und geben so gute Hinweise zur stratigraphischen Stellung. Auch die relativ zartwandigen Angiospermen-Pollen sind in einigen Proben noch bestimmbar, während die dickwandigen Sporen nur anhand ihrer Umrisse als solche zu erkennen sind.

Auch in der Ketama-Einheit ist aufgrund der Häufigkeit des groben organischen Detritus und der ausgeprägten Dominanz der Sporomorphen über marine Formen ein starker Einfluss aus dem proximalen Sedimentationsbereich anzunehmen. In die gleiche Richtung weist das mehr oder weniger regelmässige Vorkommen von Microdinium opacum und in einzelnen Proben auch das Auftreten von Pilzsporen.

Melloussa-Einheit

Aus der Melloussa-Einheit wurden bisher nur wenige (6) Vergleichsproben untersucht. Vier stammen aus dem basalen Teil dieser Einheit, aus dem sogenannten "Neokomian von Melloussa" aus der näheren Umgebung des Dorfes Melloussa. Ein Typusprofil dieser Einheit wurde bis anhin nicht definiert. Es ist jedoch anzunehmen, dass sich die Ausscheidung dieser Einheit auf die tektonischen Verhältnisse in der westlichen Rif-Region bezieht.

Das Material aus diesen Proben ist ausserordentlich reich und zum Teil ausgezeichnet erhalten. Es handelt sich um die bisher besten Assoziationen aus dem Aptian. Die Palynomorphen-Spektren aus diesem Abschnitt sind in der Tisirène-Einheit schlecht dokumentiert. Das Material aus dem höchsten Abschnitt des Jbel Tisirène-Profiles, das

zum Teil mit jenem aus der basalen Melloussa-Einheit übereinstimmt, ist sehr schlecht erhalten und damit im Artenspektrum stark reduziert. Die Charakterisierung der Zonen D und E beruht deshalb im Wesentlichen auf den Resultaten aus dem "Neokomian von Melloussa".

5.2 Resultate

Im untersuchten Material werden sieben provisorische Zonen unterschieden. Limitiert durch die Erhaltung, die zum Teil lückenhaften Profile und durch das Fehlen einer zuverlässig datierten Zonierung in entsprechender geographischer Lage ist es sehr schwierig, die Sedimente im chronostratigraphischen Sinn einzustufen. Es wird trotzdem versucht, die Abfolge von Palynomorphen-Assoziationen in einen groben chronostratigraphischen Raster zu stellen. Proben, die nicht einem der beschriebenen Profile entstammen, sind mit der entsprechenden Handstücknummer am Ort ihrer Entnahme in Fig.:10 dargestellt.

ZONE A (Basis des Jbel Tisirène-Profiles; Member "Ti I"; Proben G 493, G 492).

Das Palynomorphen-Spektrum von Zone A ist geprägt durch eine artenreiche Assoziation von trileten Sporen. Viele der nachgewiesenen Arten sind aus den mitteleuropäischen Assoziationen der tiefsten Unterkreide bekannt, so zum Beispiel Trilobosporites bolchovitinae, T. obsitus, Foraminisporis wonthaggiensis usw. Nach der Auffassung verschiedener Autoren (KAR, 1972; VENKATACHALA, 1972 u.a.) gilt das Auftreten der Gattungen Aequitriradites, Cooksonites und Plicatella als Kriterium zur Abgrenzung von Jura und Unterkreide. Die Differenzierung der Gattung Cicatricosisporites und Plicatella fällt in Europa und in N-Amerika in den Jura-Kreide-Grenzbereich. In N-Afrika ist die Differenzierung von Cicatricosisporites mit Sicherheit früher anzusetzen (REYRE, 1973; DÖRHÖFER, 1979). In unserem Material aus der basalen Unterkreide ist diese Gattung mit den Arten Cicatricosisporites australiensis, C. myrtelli, C. sternum, C. reticicaticosus vertreten. Plicatella wurde bisher in dieser Assoziation noch nicht nachgewiesen.

Das Spektrum der Gymnospermen-Pollen ist ebenfalls formenreich. Wichtig ist das recht häufige Auftreten von Dicheiropollis etruscus. Das Erscheinen dieser Art gibt einen recht sicheren Anhaltspunkt für die stratigraphische Interpretation. Sie ist im afrikanischen Neokomian und Barremian verbreitet, entsprechend den Zonen C II - C IV nach DOYLE et al. (1977). Bisher wurde die Gattung Ephedripites in der tiefsten Unterkreide noch nicht beschrieben. DOYLE (1977) scheidet in der tieferen Unterkreide die Ephedripites multicostatus - Zone aus, die vom Erstauftreten von E. multicostatus

bis zum Erscheinen von Clavatipollenites hughesii reicht. Die Basis dieser Zone liegt im Berriasian. In der Assoziation von Zone A weist die Gattung Ephedripites schon eine beträchtliche Variabilität auf. Auch E. multicostatus kann in dieser Zone nachgewiesen werden. Die Ephedripites-Formengruppe kommt im untersuchten Material fast durchgehend häufig und in grosser Formenfülle vor. Luftsackpollen sind hingegen verhältnismässig selten in Zone A zu finden. In den Proben aus Zone A sind Pilzsporen relativ häufig und in grosser Formenvielfalt vertreten.

Dinoflagellaten-Zysten treten in diesem Abschnitt gegenüber den Sporomorphen sehr stark zurück. Charakteristisch für die Dinoflagellaten-Assoziation sind einige Nachläufer aus dem Jura. Erwähnenswert sind die Vertreter der Gattungen Mendicodinium, Dingodinium und Sirmiodiniopsis. Wesentlich für die stratigraphische Einstufung ist das Auftreten von Biorbifera johnewingii. Diese Art setzt nach allen bisherigen Befunden an der Jura-Kreide-Grenze ein und reicht bis ins untere Hauterivian. Die von HABIB (1977) definierte Biorbifera johnewingii-Zone reicht vom ersten Auftreten von B. johnewingii bis zum Erscheinen der Gattung Druggidium (D. apicopaucicum). Die Zone umfasst das Berriasian und möglicherweise Teile des unteren Valanginians. Ueberraschend ist das Auftreten von verschiedenen Formen der Gattung Microdinium (M. opacum und M. cf. opacum). Der bisher älteste Hinweis dieser Gattung (M. opacum) stammt aus dem Hauterivian (BRIDEAUX, schriftl. Mitteilung). Im Uebrigen kommt die Gattung erst vom Albien an regelmässig vor.

Insgesamt lässt sich das Palynomorphen-Spektrum aus Zone A sehr gut mit den bekannten Assoziationen der tiefsten Kreide (Berriasian ev. einschliesslich unteres Valanginian) vergleichen.

ZONE B (Profil des Jbel Tisirène; Member "Ti II";
Proben G 268, G 490, G 491, AX 702, G 276,
G 284, G 302).

Die Zusammensetzung der Sporomorphen-Assoziation ist gegenüber derjenigen von Zone A wenig verändert. Bemerkenswert ist das Einsetzen der Sporen-Gattung Plicatella. Vertreter der Gattungen Gleicheniidites, Impardecispora (I. apiverrucata und I. tribotrys) sowie Apiculatisporis erscheinen erstmals in dieser Zone. Aus der Zusammensetzung der Assoziation der Gymnospermen-Pollen ergeben sich keinerlei Unterschiede gegenüber Zone A. Angiospermen-Pollen konnten keine nachgewiesen werden.

Die Dinoflagellaten-Assoziation ist in einigen Proben aus dieser Zone etwas reicher. Von grösster stratigraphischer Bedeutung ist das Auftreten der Gattung Druggidium. Die nach HABIB (1977) auftretende Art Druggidium apicopaucicum konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Soweit der Erhaltungszustand des Materials eine spezifische Bestimmung zulässt handelt es sich durchwegs um D. deflandrei. Wesentlich ist das gemeinsame Vorkommen der Gattungen

Druggidium und Biorbifera. Dadurch lässt sich dieser Abschnitt zeitlich zwischen der Basis des Valanginians und dem mittleren Hauterivian eingrenzen. Einzelfunde von Hystrichodinium compactum in Probe G 268 geben ein Indiz für eine Einstufung ins Valanginian. Eine mit Dingodinium spinosum sehr gut vergleichbare Form kommt in mehreren Proben vor. Das typische D. spinosum ist bisher nur aus dem Berriasian bekannt. Für eine Einstufung der Probe G 302 ins Hauterivian spricht der Nachweis von Chlamydophorella trabeculosa. Die Gattung Subtilisphaera (S. perlucida) tritt in zwei Proben (G 268 und G 284) aus diesem Abschnitt auf. Im westlichen Nordatlantik erscheint diese Gattung erst im Barremian. Subtilisphaera perlucida wird dort als Leitform der Odontochitina operculata - Zone (Barremian - unteres Albien) herangezogen (HABIB, 1977). Ausser den oben erwähnten Formen werden in Zone B die folgenden Arten erstmals beobachtet:

Microdinium spinosum
Dingodinium sf. spinosum
Mendicodinium sp. A
Aprobolocysta varigranosa
Cyclonephelium distictum
Chlamydophorella nyei

Zusammenfassend lässt sich die Zone B mit grösster Wahrscheinlichkeit in den zeitlichen Bereich zwischen Basis Valanginian und unterem Hauterivian stellen.

ZONE C (Profil des Jbel Tisirène; Member "Ti II";
Proben AX 732, G 311, G 328; Profil der
Tisirène-Einheit nördlich Chefchaouene,
Proben G 211, G 214, G 218).

Zwischen den Abschnitten B und C zeichnet sich ein recht markanter Wechsel in der Zusammensetzung der Sporomorphen-Assoziationen ab. Insgesamt sind die trileten Sporen in diesem Abschnitt weniger häufig. Folgende Formen sind in diesem Abschnitt nur noch sporadisch vertreten und setzen in dieser Zone aus: Contignisporites cooksoni, Trilobosporites bernissartensis, Impardecispora apiverrucata, I. tribotrys. Auffällig ist auch, dass die Luftsackpollen (Alisporites etc.) seltener sind und nicht mehr in allen Proben nachgewiesen werden können. Von stratigraphischer Bedeutung ist vor allem das erste Auftreten von Angiospermen-Pollen. Bisher konnte einzig Clavatipollenites hughesii nachgewiesen werden. Das Erscheinen dieser Art fällt im Tethysraum wahrscheinlich ins Hauterivian (TREVISAN, mündl. Mitt., HOCHULI, unpubl. Resultate). Nach HABIB (1977) markiert das Erscheinen von Clavatipollenites hughesii im westlichen Nordatlantik die Basis der Clavatipollenites - Zone. Die Untergrenze dieser Zone - bisher mit der Basis des Barremians korreliert - ist in Europa und wahrscheinlich auch in N-Afrika tiefer anzusetzen. In den aus Gabon beschriebenen Pollen-Assoziationen (DOYLE et al., 1977) setzt Clavatipollenites in Zone C V (wahrscheinlich Barremian) ein. Die Grenze zwischen den

Zonen C IV und C V wird ausser dem Einsetzen der Angiospermen-Pollen auch durch das Verschwinden von Dicheiopollis etruscus gekennzeichnet. Im Unterschied zu diesen Befunden setzt diese Art in Marokko, wie auch in den Südalpen (HOCHULI, 1981) offenbar später aus (vergl. Zone B).

Das Spektrum der Dinoflagellaten ist nicht sehr reich. Bemerkenswert ist das Fehlen von Biorbifera, während Druggidium deflandrei regelmässig und durchgehend zu beobachten ist. In Zone C verschwinden die folgenden Formen:

Mendicodinium aff. groenlandicum

Mendicodinium sp. A

Dingodinium cf. spinosum

In einer Probe (G 218) aus dem Profil von Chefchaouene kommt Coronifera oceanica vor. Diese Art erscheint nach den bisherigen Kenntnissen im Hauterivian.

Nach den vorliegenden Befunden kann Zone C mit grosser Wahrscheinlichkeit ins höhere Hauterivian und / oder tiefere Barremian gestellt werden.

ZONE D (Profil des Jbel Tisirène; Member "Ti III"; Proben G 338, G 342; "Neokomian von Melloussa", Probe G 486).

Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal der Sporomorphen-Assoziation dieser Zone gegenüber dem vorangehenden Abschnitt ist die relative Häufigkeit von Angiospermen-Pollen. Die folgenden Formen sind regelmässig nachzuweisen:

Clavatipollenites hughesii

Stellatopollenites sp. 1

Retimonocolpites sp. A

"Reticulatasporites" jardinus (Typ 1) und Stellatopollis cf. barghoornii treten sporadisch auf. In einer Probe (G 342) konnten einzelne tricolpate Pollenkörner beobachtet werden. Von stratigraphischer Bedeutung ist möglicherweise auch das Erscheinen von Inaperturopollenites (cf. hiatus). Clavatipollenites hughesii, Stellatopollis sp. 1 und Retimonocolpites sp. A treten in den Südalpen im Barremian gemeinsam auf (HOCHULI, unpubl. Resultate). "Reticulatasporites" jardinus (Typ 1) und Stellatopollis cf. barghoornii fehlen dort. Die selbe Vergesellschaftung von Angiospermen-Pollen ist nach den Befunden in Gabon (DOYLE et al., 1977) im höheren Abschnitt der Zone C V und in Zone C VI anzutreffen. Diese beiden Zonen werden von den Autoren mit Vorbehalt dem Barremian zugeordnet. Einen auffälligen Unterschied zu diesen Assoziationen stellt das regelmässige Vorkommen von Dicheiopollis etruscus im marokkanischen Material dar. Nach der Lithologie der höheren Tisirène-Einheit ist Umlagerung nicht auszuschliessen (vergl. Zone E). Das Erscheinen der "Reticulatasporites" jardinus - Gruppe

markiert in Gabon die Basis der Zone C VII (wahrscheinlich Aptian).

Nach den Zonierungen von HABIB (1977) und DOYLE & ROBBINS (1977) ist die Assoziation von Angiospermen-Pollen aus Zone D ebenfalls mit der Clavatipollenites - Zone resp. mit Zone I (Barremian - unteres Albien) zu korrelieren.

Das Spektrum der Dinoflagellaten ist in den untersuchten Proben relativ arm. Es weist (gegeüber Zone C) keine markanten Veränderungen auf. Erstmals tritt Subtilisphaera ventricosa in Erscheinung, eine Art, die bisher vor allem aus dem Aptian bekannt ist. Im Uebrigen können die folgenden Arten erstmals nachgewiesen werden:

Cribroperidinium edwardsii
Hystrichodinium pulchrum
Palaeotetradinium sp. A
Trichodinium castaneum

Aus Probe G 338 liegt der bisher jüngste Nachweis von Aprobolocysta varigranosa vor.

Insgesamt kann das Palynomorphen-Spektrum aus Zone D am ehesten in den Bereich zwischen unterem Barremian und unterem Aptian gestellt werden.

ZONE E ("Neokomian von Melloussa", Proben G 483,
G 485, M 74/8).

Die Palynomorphen-Assoziationen aus diesen Proben sind sehr reich und gut erhalten. Wesentlich für die Abgrenzung gegenüber Zone D ist die Zunahme der relativen Häufigkeit der Angiospermen-Pollen. Es sind noch immer die monocolpaten Typen, die das Bild dieser Assoziation prägen. Tricolpate Formen sind ausserordentlich selten. Die "Reticulatasporites" jardinus - Gruppe tritt regelmässig in Erscheinung, wobei fast ausschliesslich der operculate Typ 1 zu beobachten ist. "Reticulatasporites" jardinus Typ 2 erscheint nur vereinzelt. In Gabon wird die Zone C VII, in der "R." jardinus erstmals regelmässig in Erscheinung tritt, zusätzlich durch das häufige Auftreten von "Inaperturopollenites" crisopolensis charakterisiert. Diese Art konnte bisher im marokkanischen Material nicht gefunden werden. Charakteristisch für diese Assoziation ist ausserdem das Erscheinen von Clavatisporites sp. A und Crybelosporites. Letztere tritt hier noch sehr sporadisch auf. Sie ist nach den Untersuchungen von BRENNER (1963) und SRIVASTAVA (1981) erst in Zone II (mittleres Albien) nachzuweisen. Die folgenden Angiospermen-Pollen sind in dieser Zone erstmals anzutreffen:

Retimonocolpites peroreticulatus
Liliacidites ssp.
Gemmamonocolpites sp. A
"Inaperturopollenites" microclavatus

Die drei erstgenannten Formen erscheinen nach DOYLE & ROBBINS (1977) in deren Zone I. Gemmamonocolpites ist bisher nur aus dem Maastrichtian bekannt. "Inaperturopollenites" microclavatus erscheint nach REGALI et al. (1974) an der Basis der Exesipollenites tumulus - Zone, was wahrscheinlich ungefähr dem unteren Aptian entspricht.

Unter den Gymnospermen-Pollen ist das sporadische Vorkommen von Dicheiropollis etruscus bemerkenswert. Nach der Lithologie der untersuchten Proben sowie nach dem Erhaltungszustand der Pollenkörner (zum Teil sehr gut erhaltene Diaden) ist nicht anzunehmen, dass es sich um umgelagertes Material handelt. Aus der Zusammensetzung des übrigen Spektrums ergeben sich keinerlei Anhaltspunkte für Umlagerung.

Im Vergleich mit den Sporomorphen-Spektren aus der Tisirène-Einheit fällt hier der relativ hohe Anteil an Luftsackpollen auf.

Das Spektrum der Dinoflagellaten-Zysten ist in diesem Abschnitt vergleichsweise reich und vielfältig. Als dominierende Art ist Druggidium deflandrei zu erwähnen. Auffällig häufig ist auch die Gattung Subtilisphaera, insbesondere S. ventricosa. Wichtig für die stratigraphische Interpretation ist ausserdem der Nachweis von Membranosphaera sp. A, Rhynchodiniopsis aptiana, Cerbia tabulata, Daneachibanis und Aptea polymorpha. Nach bisherigen Befunden ist Membranosphaera sp. A auf das Aptian beschränkt (DAVEY, 1979; HOCHULI, unpubl. Resultate). R. aptiana reicht vom Berriasian bis ins mittlere Aptian und Cerbia tabulata vom mittleren Barremian bis ins obere Aptian. Danea chibanis und Aptea polymorpha erscheinen beide erstmals im Aptian. Da die Spektren im Bereich von Zone E im Vergleich zu jenen aus der tieferen Tisirène-Einheit (Zonen A - D) viel artenreicher sind, erscheinen viele, auch langlebige Arten hier zum ersten Mal (vergl. Fig.: 58).

ZONE F (Tisirène-Schuppe zwischen Ketama und Targuist, Probe G 503; Melloussa, Probe G 488).

Gegenüber Zone E weist die Assoziation der Angiospermen-Pollen aus Zone F einige Veränderungen auf. Häufige Formen sind hier Stellatopollis barghoornii und St. aff. dubius. Nach der Zonierung von DOYLE & ROBBINS (1977) kann das Material aus Zone F mit dem höheren Abschnitt der Zone I oder mit der Subzone II A verglichen werden. Die "Reticulatasporites" jardinus - Gruppe ist durch den monosulcaten Typ 2 und den inaperturaten Typ 3 vertreten. Typ 3 ist bis anhin nur aus dem Albian bekannt. Der operculate Typ 1 wurde bisher in diesem Abschnitt nicht gefunden. Bei den tricolpaten Pollenkörnern sind neben psilaten und scabratem auch reticulate Formen wie Tricolpites micromunus oder T. vulgaris und striate Typen wie Striatopollis vermimurus zu beobachten. Insgesamt sind die tricolpaten Typen noch sehr selten und weisen

nicht die Formenfülle auf, die vom mittleren Albian an festgestellt werden kann. Bei den Gymnospermen-Pollen fällt die Häufigkeit von Inaperturopollenites cf. hiatus auf. Stellatopollis sp. 1 verschwindet offenbar im unteren Aptian (Zone E). Auch nach den Angaben von DOYLE & ROBBINS (1977) ist die dort als Stellatopollis sp. bezeichnete Form nur im tieferen Teil von Zone I nachgewiesen.

Die Assoziation der Dinoflagellaten-Zysten ist relativ vielgestaltig, vor allem im Vergleich mit denjenigen aus der tieferen Tisirène-Einheit. Die folgenden Arten können zum ersten Mal festgestellt werden:

Muderongia perforata
Dinopterygium tuberculatum
Xiphopharidium alatum (G 488)
Subtilisphaeridium cheit
Gonyaulacysta cassidata
Litosphaeridium arundum (G 503)

S. cheit ist in Marokko vom Aptian bis ins Vraconnian bekannt (BELOW, 1981). Das erste Auftreten von Dinopterygium ("Oodnadattia") tuberculata und X. ("Oodnadattia") alatum liegt nach diesem Autor in Marokko im Gargasian. Litosphaeridium arundum tritt nach bisherigen Befunden erst im Albian auf.

Die Zone F entspricht nach der Beurteilung des gesamten Palynomorphen-Spektrums am ehesten dem Zeitraum zwischen mittlerem Aptian und mittlerem Albian.

ZONE G (Tisirène-Profil bei Ksar-es-Srhir, Proben
Tü 37, Tü 29, Tü 48b, M 11/1).

Das Material aus diesem Profilabschnitt ist sehr reich und gut erhalten. Gegenüber den vorangehenden Zonen treten hier die Angiospermen-Pollen auch in quantitativer Hinsicht markant in Erscheinung. Häufig sind vor allem die Vertreter der Gruppen Retimonocolpites und "Reticulatasporites" jardinus. Retimonocolpites dividuus erscheint in unserem Material erstmals in Zone G. Daneben treten auch erstmals monocolpate Formen mit scabrater Skulptur und mit schmalen Colpus auf. Diese werden der Gattung Monocolpopollenites zugeordnet. Tricolpate Formen kommen in dieser Zone regelmässig vor. Sie weisen zum Teil bereits einen sehr komplexen Wandbau auf. Die folgenden neuauftretenden Arten sind zu erwähnen:

Rousea geranioides
Rousea sp. A
Rousea georgensis
Striatopollis paraneus
Phimopollenites angathallaensis
Phimopollenites sp. A

Tricolpate Formen sind noch ausserordentlich selten. Einzelne

Exemplare der folgenden Typen kommen vor:

Dryadopollis argus
?Tricolporopollenites sp. A

Einen weiteren wichtigen Hinweis gibt das Auftreten von Elatero-pollenites jardinei in Probe M 11/1. Nach HERNGREEN (1975) ist diese Art in Brasilien typisch für das untere und mittlere Albian.

Das erste Auftreten der genannten tricolpaten Arten und auch der ersten tricolpaten Typen ist nach bisheriger Erkenntnis im mittleren Albian anzusetzen. Die Assoziationen aus Zone G entsprechen jenen der Subzonen IIB und IIC nach DOYLE & ROBBINS (1977). Die folgende Zone III zeichnet sich bereits durch eine Vielzahl von tricolpaten Typen aus und fällt deshalb für einen Vergleich ausser Betracht. Die Zonen IIB und IIC werden ins mittlere und obere Albian gestellt. Bei den Pteridophyten-Sporen fällt die Häufigkeit von Crybelosporites pannuceus auf. Diese Art ist hier bedeutend häufiger als in den zwei vorangegangenen Zonen. Auf Zone G beschränkt ist nach den bisherigen Untersuchungen Ephedripites sp. A, eine Form, die sich durch ihre charakteristische feinverruccate Skulptur leicht von den übrigen Vertretern der Gattung unterscheiden lässt.

Die Assoziation der Dinoflagellaten-Zysten ist gekennzeichnet durch das Erscheinen der folgenden Arten:

Hapsocysta peridicta
Codoniella psygma
Chlamydophorella discreta
Xenacus ceratioides
Subtilisphaera terrula

Hapsocysta peridicta und Codoniella psygma sind vom obersten Aptian an bekannt. Wichtige Hinweise für die Einstufung geben Chlamydophorella discreta und Xenacus ceratioides, die beide im Laufe des Albian (?mittleres Albian) erscheinen. Palaeohystrichophora infusorioides, die vom obersten Albian (Vraconnian) an regelmässig vorkommt, konnte in keiner Probe aus Zone G nachgewiesen werden.

Die Assoziationen der Zone G sind mit grosser Wahrscheinlichkeit in den Bereich zwischen dem mittleren und dem oberen Albian zu stellen, wobei Vraconnian-Alter mit grösster Wahrscheinlichkeit auszuschliessen ist.

Tisirène-Schuppen (zwischen Ketama und Targuist,
Proben G 391, G 397, G 398, G 399,
G 503).

Aus dem Bereich dieser Schuppen wurden fünf Proben untersucht. Aus der palynologischen Untersuchung ergaben sich zum Teil bedeutende Altersunterschiede. Daraus lassen sich beträchtliche tektonische Störungen ableiten (Kap. 2.3).

Recht ähnlich in ihrer Zusammensetzung sind die Spektren aus den Proben G 397 und G 398. Marine Formen fehlen in beiden Proben vollständig. Die Sporomorphen-Spektren werden geprägt durch die Dominanz und den Artenreichtum der trileten Sporen. Darin bestehen Ähnlichkeiten zu den Assoziationen aus dem tieferen Abschnitt des Jbel Tisirène-Profiles. Häufig sind vor allem die Vertreter der Gattungen Plicatella und Cicatricosisporites. Vertreten sind auch die typischen Formen aus diesem Abschnitt, wie zum Beispiel: Trilobosporites domitus, Klukiasporites, Contignisporites cooksoni, Pilososporites, Foraminisporis etc. Bemerkenswert ist auch die relative Häufigkeit von Pilzsporen.

Sehr häufig sind auch die Gymnospermen-Pollen mit den Gattungen Classopollis und Dicheiropollis vertreten. Von besonderer Bedeutung für die stratigraphische Einstufung ist das Vorkommen von Clavatipollenites. Abgesehen von dieser Form konnten keine Angiospermen-Pollen gefunden werden. Aufgrund des Vorkommens von Clavatipollenites können die Assoziationen aus diesen beiden Proben am ehesten in Zone C gestellt werden (Hauterivian - unt. Barremian).

Die Proben G 391 und G 399 weisen gegenüber den oben erwähnten ein reduziertes Spektrum von trileten Sporen auf. Im Unterschied zu diesen sind hier verschiedene Typen von Angiospermen-Pollen vertreten. Neben Clavatipollenites treten hier auch die Gattungen Stellatopollis (Stellatopollis sp. 1) und Retimonocolpites (Retimonocolpites sp. A) auf. Durch das regelmässige Vorkommen von Dicheiropollis etruscus lassen sich diese Proben mit grosser Wahrscheinlichkeit Zone D (Barremian, ev. tiefstes Aptian) zuordnen. Als einzige Dinoflagellaten-Gattung ist die Gattung Microdinium mit drei Typen vertreten (Microdinium opacum, M. cf. opacum, M. spinosum).

Erwähnenswert sind die relativ häufigen Funde von Pilzsporen in Probe G 391. Zusammen mit den vielen trileten Sporen und dem auffällig hohen Gehalt an grobem organischen Detritus sprechen sie für einen starken Einfluss aus dem terrigenen Raum.

Das Material aus Probe G 503 ist bedeutend jünger (Zone F, höheres Aptian / tieferes Albien). Die Zusammensetzung dieses Spektrums ist aus der Beschreibung der Zone F ersichtlich.

Profil am S-Fuss des Jbel Chouamat

Die palynologische Untersuchung der Proben aus dem Profil südlich des Jbel Chouamat ergab einige überraschende Resultate. Die organischen Mikrofossilien aus den bisher präparierten Proben aus dieser Einheit sind nicht sehr gut erhalten. Die stratigraphischen Befunde sind jedoch eindeutig und nach zum Teil mehrfacher Präparation mit gleichen Ergebnissen kann Kontamination im Labor ausgeschlossen werden.

Das Liegende dieses Profils bildet die Ketama-Einheit. Eine Probe aus dem unmittelbaren Kontaktbereich (Fig.: 28, G 447) lässt sich eindeutig Zone G (höheres Albien) zuordnen. Dies steht im Gegensatz zu der von ANDRIEUX (1971) bereits kartierten "Oberkreide" der Ketama-Tanger-Einheit.

Aus dem sogenannten Grenzbereich zwischen Ketama-Tanger- und Tisirène-Einheiten, der durch Einschaltungen von Pillow-Laven charakterisiert ist (ANDRIEUX & MATTAUER, 1963 b) wurden zwei Proben untersucht. Eine Probe (G 496) wurde direkt unterhalb der Pillows entnommen, die zweite (G 495) unmittelbar darüber. Beide Proben sind aufgrund des Vorkommens der Gattung Dinogymnium (D. cf. acuminatum) und weniger Vertreter der Normapolles-Gruppe in die Oberkreide zu stellen. Die Hauptverbreitung der Gattung Dinogymnium liegt im "Senonian" (Coniacian - Maastrichtian). Von den vorkommenden Vertretern der Normapolles-Gruppe konnte einzig Complexiopollis mit Sicherheit bestimmt werden. Die stratigraphische Verbreitung dieser Gattung reicht vom mittleren Cenomanian bis ins untere Campanian. Nach diesen Befunden sind die Pillow-Laven mit Sicherheit ins tiefere "Senonian" zu stellen. Eine genauere Einstufung ist nach dem vorliegenden Material nicht möglich.

Die Probe (G 448), die aus der vermuteten Tisirène-Einheit über dieser offensichtlich eingeschuppten Partie entnommen wurde, ist eindeutig der Unterkreide zuzuweisen. Das Spektrum der Palynomorphen ist, beeinflusst durch den schlechten Erhaltungszustand, relativ arm. Den Hauptteil bilden die Gymnospermen der Gattung Classopollis. Dinoflagellaten-Zysten wurden keine gefunden. Für die stratigraphische Einstufung ist das recht häufige Vorkommen von Dicheiropollis etruscus von Bedeutung. Regelmässig anzutreffen sind ausserdem Vertreter der Gattungen Ephedripites und Cycadopites. Trilete Sporen kommen zwar recht häufig vor, jedoch nicht in der Vielfalt, wie sie im tieferen Bereich der Tisirène-Einheit zu beobachten ist. Häufig sind insbesondere Cicatricosisporites und Plicatella. Obwohl Angiospermen-Pollen fehlen, ist die Assoziation am ehesten mit jenen aus dem mittleren und höheren Teil des Jbel Tisirène-Profils (Zone C und D) zu vergleichen.

Aus dem höheren Bereich des Jbel Chouamat wurden weitere Proben präpariert. Nur eine davon (G 453) lieferte positive Resultate. G 453 stammt aus der höchstgelegenen Hochfläche des Jbel Chouamat. Auch in dieser Probe sind bestimmbare Palynomorphen selten.

Dinoflagellaten-Zysten sind nicht erhalten. Neben den dominierenden Gymnospermen-Pollen der Classopollis-Gruppe sind auch verschiedene Exemplare der Gattungen Alisporites und Ephedripites nachzuweisen. Dicheiropollis etruscus fehlt in diesem Spektrum. Sporen sind verhältnismässig häufig; es handelt sich vor allem um Vertreter der Gattungen Cicatricosisporites und Plicatella. Wichtig für die stratigraphische Einstufung ist das Vorkommen einzelner Angiospermen-Pollen. Aufgrund des Vorkommens von Stellatopollis (St. all. dubius) und eines reticulaten tricolpaten Pollenkorns ist die Probe mit grosser Wahrscheinlichkeit mit den Zonen F oder G zu korrelieren. Eine genauere Einstufung lässt sich anhand des dürftigen Palynomorphen-Spektrums nicht vornehmen.

Chouamat-Profil (1 km nördlich der Strassenkreuzung
Ketama - Targuist und Ketama - El
Jabha, Proben G 76, G 499, beide aus
Profil Nr. 8).

Positive Resultate liegen aus diesem invers liegenden Profil der Chouamat-Einheit vor. Die beiden Proben weisen sehr ähnliche Assoziationen auf. Die Palynomorphen aus Probe G 76 sind recht gut erhalten. In beiden Proben dominieren die Sporomorphen sehr stark über die Dinoflagellaten-Zysten. Für die stratigraphische Interpretation ist der Nachweis der folgenden Dinoflagellaten von ausschlaggebender Bedeutung: Litosphaeridium arundum, Dinopterygium tuberculatum und Chlamydophorella discreta. Damit ist eine Korrelation mit Zone G (mittleres und höheres Albien) möglich. Im Spektrum der Angiospermen-Pollen fällt das gemeinsame Vorkommen der drei bekannten Typen von "Reticulatasporites" jardinus auf. "R." jardinus Typ 1 ist nach allen bisher bekannten Daten auf das Aptian beschränkt; Typ 3 kommt im Albien und unteren Cenomanian vor. Ausschlaggebend für die Datierung dieses Spektrums ist der Nachweis von Vertretern der Gattung Rousea, namentlich von R. geranioides. Diese Form ist typisch für Zone G. Unter den Sporen gibt vor allem Crybelosporites pannuceus einen Hinweis in gleicher Richtung. Mit dem Nachweis von "Reticulatasporites" jardinus Typ 1 haben wir einen eindeutigen Beleg für Aufarbeitung von älteren Sedimenten im Speziellen aus dem Aptian.

Die Zusammensetzung des Spektrums aus Probe G 499 ist sehr ähnlich. Allerdings sind hier die Palynomorphen schlechter erhalten und der Anteil an umgelagertem Material scheint grösser zu sein. Es gibt nur wenige Indizien für Albien-Alter.

Chouamat-Probe (östlich Beni Hadifa, an der Strasse Targuist - Al Hoceima, Probe G 361, lithologisch deutlich "höher" liegend als Profil Nr. 9).

Sehr ähnlich dem oben besprochenen Material ist jenes aus Probe G 361 aus der Chouamat-Einheit an der Strasse zwischen Targuist und Al Hoceima. Neben dem Vorkommen von Litosphaeridium und Chlamydothorella discreta spricht hier auch das Vorkommen von Microdinium opacum für eine Einstufung ins Albien. Die letztgenannte Art ist bisher nur bis ins obere Albien belegt. Unter der Voraussetzung, dass diese Form nicht umgelagert ist, kann oberes Albien als Höchstalter betrachtet werden. Einen Hinweis in der gleichen Richtung ergibt sich aus dem Nachweis von Phimopollenites sp. A. Diese Form ist bisher nur aus Zone G belegt.

Ketama-Ost

Profil Nr. 1 (Proben G 6, G 409).

Aus dem Profil nördlich Dhar Souk wurden sechs Proben präpariert. aus zwei Proben (G 6 und G 409) lassen sich stratigraphische Hinweise ableiten. In den anderen Proben sind alle Palynomorphen durch die Karbonisierung unkenntlich geworden. Probe G 6 enthält ebenfalls nur wenige bestimmbare Formen. Sie sind zudem durch Pyritisierung beschädigt. An marinen Formen sind einzig wenige Exemplare von Microdinium cf. opacum, Mendicodinium sp. A sowie einige Acritarchen (Micrhystridium) und Bruchstücke von Microforaminiferen nachzuweisen. Gymnospermen-Pollen sind verhältnismässig häufig, namentlich Classopollis und Dicheiropollis etruscus. Angiospermen-Pollen wurden nicht gefunden. Aufgrund des Vorkommens von Mendicodinium sp. A kann die Probe den Zonen B oder C zugeordnet werden. Sie ist damit in den Bereich zwischen Valanginian und tieferem Barremian zu stellen.

Die Palynomorphen aus Probe G 409 sind dunkelbraun oder schwarz. Abgesehen davon sind sie recht gut erhalten und zum Teil ohne weiteres bestimmbar. Das Spektrum wird stark dominiert durch Classopollis. Dicheiropollis etruscus konnte nicht nachgewiesen werden. Das Vorkommen von Angiospermen-Pollen der Gattung Clavatipollenites und eines tricolpaten, reticulaten Typs ermöglicht einen Vergleich mit den Assoziationen aus den Zonen F und G. Die Probe ist somit jünger als unteres Aptian. Der marine Einfluss wird einzig durch das Vorhandensein weniger Dinoflagellaten-Zysten der Gattung Microdinium dokumentiert.

Profil Nr. 2 (nördlich Beni Ammart, Proben G 154,
G 155, G 157, G 159).

Aus diesem Profil wurden vier Proben präpariert. Nur eine davon (G 159) lieferte positive Resultate. Auch hier ist die Zahl der bestimmmbaren Formen stark reduziert.

Mit dem gemeinsamen Vorkommen von wenigen und zum Teil bruchstückhaft erhaltenen Dinoflagellaten-Zysten der Gattung Drugidium (D. deflandrei) mit Angiospermen-Pollen der Gattung Stellatopollis (St. cf. barghoornii) lässt sich die Probe in den Bereich der Zone E (tieferes Aptian) eingabeln.

Proben aus der Nördlichen Ketama-Einheit direkt im
S von Targuist (G 171, G 181).

Präpariert wurden insgesamt fünf Proben, wovon zwei datierbare Assoziationen lieferten. Alle Proben enthalten recht viel organischen Detritus; Palynomorphen sind überall zumindest nach ihrem Umriss erkennbar.

Recht häufig treten in Probe G 171 Vertreter der Classopollis-Gruppe auf. Bestimmbar ist auch eine Dinoflagellaten-Zyste der Gattung Microdinium (M. spinosum). Den besten stratigraphischen Hinweis gibt ein tricolpates, reticulates Pollenkorn. Damit lässt sich mittleres Aptian als Höchstalter festlegen. Die in dieser Probe nachgewiesene Spore Clavatisporites sp. A tritt im marokkanischen Material erstmals in Zone E in Erscheinung.

Eindeutiger lässt sich die Probe G 181 einstufen. Von dem ursprünglich wahrscheinlich sehr reichen Spektrum sind nur noch wenige Typen bestimmbar. Für die stratigraphische Interpretation sind die Dinoflagellaten-Zysten Litosphaeridium arundum und Chlamydophorella discreta von Bedeutung. Ausserdem kommen zwei Typen von Angiospermen-Pollen vor: Gemmamonocolpites sp. A und Stellatopollis aff. dubius. Damit ist die Assoziation aus dieser Probe mit grosser Wahrscheinlichkeit mit jenen aus Zone G (mittl. und höheres Albien) zu vergleichen. Sie ist ausserdem sehr gut vergleichbar mit dem Material aus Probe G 447 aus der Ketama-Einheit an der Basis des Jbel Chouamat. Da sie ebenfalls (wie Probe G 447) aus dem Bereiche der Ketama-Tanger-"Oberkreide" stammt, müssten auch hier noch Aenderungen bezüglich geologischer Kartierung vorgenommen werden.

Ketama-West

Aufschlüsse entlang der "Route de l'Unité" (Proben G 454, G 501, G 87, G 68, G 69).

Die untersuchten Proben enthalten viel und zum Teil groben organischen Detritus. Die Palynomorphen sind meist stark karbonisiert. Einige Proben lassen sich aber recht zuverlässig datieren.

G 454 stammt aus dem südlichsten Teil der Frontalen Ketama-Einheit. In dieser Probe dominieren die Gymnospermen-Pollen mit Classopollis sehr stark. Dicheiopollis etruscus konnte nicht nachgewiesen werden. Die Angiospermen sind nur durch die Gattung Clavatipollenites vertreten. Zwei weitere Typen von Gymnospermen-Pollen - Peromonolites allensis und Inaperturopollenites cf. hiatus - geben eine Möglichkeit für die stratigraphische Interpretation. P. allensis ist bisher erst vom Barremian bekannt und I. cf. hiatus ist im marokkanischen Material im Aptian stärker verbreitet. Der Nachweis dieser beiden Arten wie auch das Fehlen von Dicheiopollis etruscus sprechen für ein "post-Barremian"-Alter.

Das Palynomorphen-Spektrum aus Probe G 501 (Profil Nr. 6) lässt sich zuverlässig einstufen und korrelieren. In dieser Probe sind die Angiospermen-Pollen recht häufig vertreten. Eindeutig bestimmbar sind "Reticulatasporites" jardinus Typ 1 und 2. Zusammen mit dem regelmässigen Vorkommen von Druggidium deflandrei und Subtilisphaeridium sprechen diese Formen für eine Einstufung in Zone E (tieferes Aptian). Erstaunlich ist der Fund eines Grünalgen-Zönobiums vom Typ der Ankistrodesmaceen in dieser Probe. Dieses Zönobium blieb trotz der offenbar recht starken Wirkung der Metamorphose erhalten. Dass es sich nicht um eine Kontamination handeln kann, wird durch die schwarze Farbe der Zellwände belegt.

G 68 und G 69 stammen aus der Nördlichen Ketama-Einheit direkt im Liegenden der Tisirène-Einheit an der Strasse Ketama - El Jabha. In diesen Proben stellen die bestimmbaren Palynomorphen offensichtlich einen verschwindend kleinen Rest einer ursprünglich reichen Assoziation dar. In beiden Proben sind Dinoflagellaten-Zysten verhältnismässig häufig. Wichtig für die Einstufung ist der Nachweis von Codoniella psygma, die nach DAVEY (1979) im höheren Aptian und im Albien verbreitet ist. Damit und auch durch den Nachweis von "Reticulatasporites" jardinus Typ 3 ist eine Einstufung in die Zonen F oder G möglich (oberes Aptian - höheres Albien).

Genauer lässt sich das Spektrum aus Probe G 68 datieren. Durch die nachgewiesenen Dinoflagellaten-Zysten Cometodinium ? whitei und Chlamydothorella discreta sowie durch das Vorkommen verschiedener tricolpater, reticulater Pollentypen (unter anderem Rousea geranioides) lässt sich diese Assoziation eindeutig Zone G (mittl. und höheres Albien) zuordnen.

Ketama-Probe direkt unterhalb Pillow-Aufschluss im
S des Jbel Chouamat (G 447).

Von allen aus der Ketama-Einheit präparierten Proben weist diese das reichste Palynomorphen-Spektrum auf. Im Gegensatz zu den meisten anderen Proben sind hier die Dinoflagellaten-Zysten häufig. Die Assoziation mit Litosphaeridium arundum, Chlamydo-phorella discreta und Isabelidium rhombovale erlauben eine Zuordnung zu Zone G. I. rhombovale setzt nach allen bisherigen Daten erst im mittleren Albian ein. Diese Einstufung wird bestätigt durch den regelmässigen Nachweis von Crybelosporites pannuceus und durch das Vorkommen von Vadaszisporites urkutikus. Angiospermen-Pollen sind selten, die charakteristischen Arten aus Zone G konnten nicht gefunden werden.

Profil bei Bab Ti Archâne (identisch mit Profil Nr. 7,
Probe G 350).

Das relativ artenarme Spektrum aus dieser Probe ist gut vergleichbar mit jenem aus Probe G 447. Die Datierung beruht hier im Wesentlichen auf dem Vorkommen von Litosphaeridium arundum und Chlamydo-phorella discreta. Bei den nachgewiesenen Angiospermen-Pollen handelt es sich um tricolpate Formen, die keine zusätzlichen Hinweise geben. Als Höchstalter lässt sich mittleres Albian angeben.

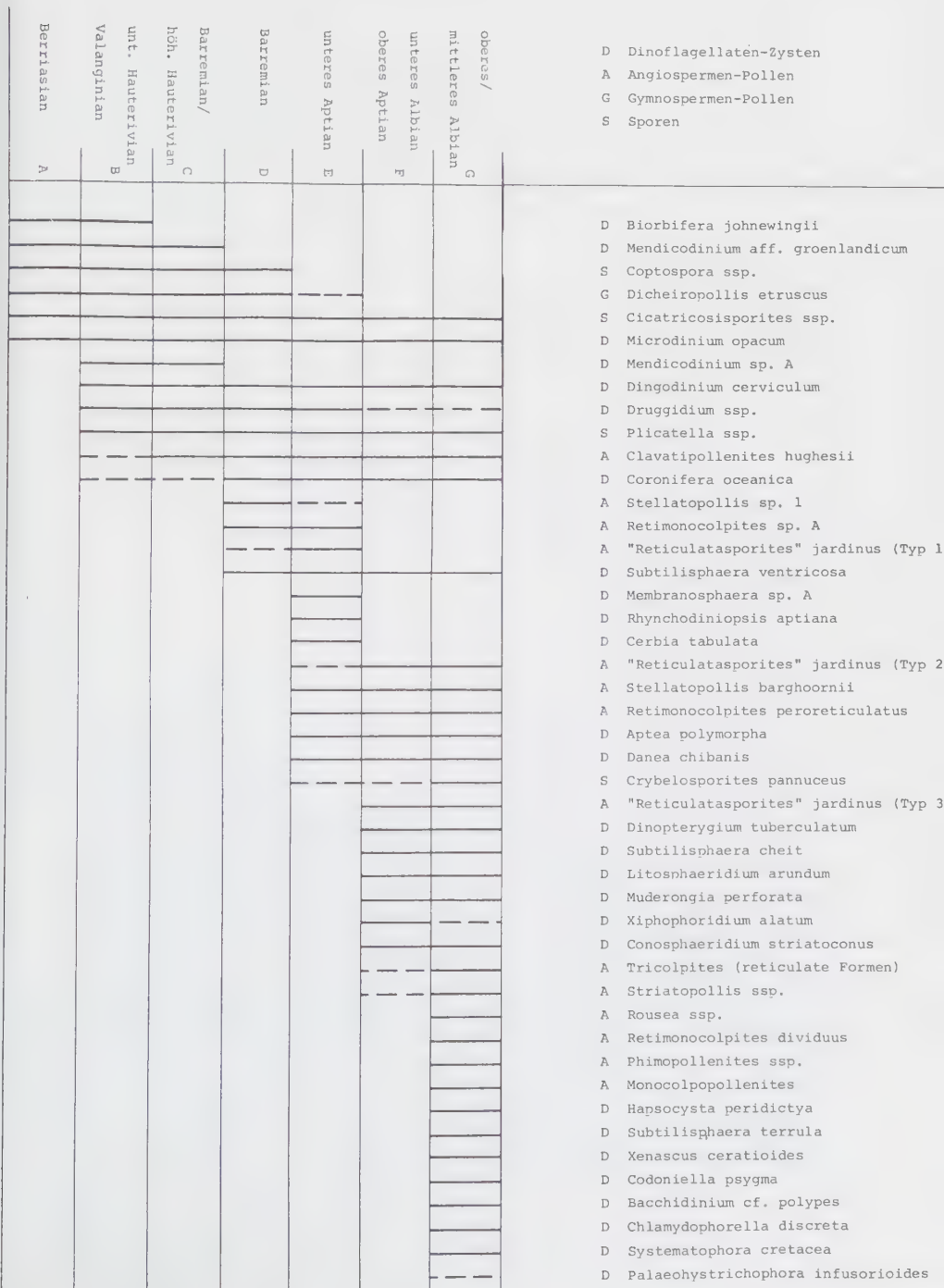
Profil nördlich Bab Ti Archâne (Uebergang Unterkreide -
Oberkreide der Ketama-Tanger-Einheit, Proben G 353,
G 466, G 468).

Aus Probe G 353 liegt nur eine sehr spärliche Assoziation vor. Nach dem Vorkommen von Chlamydo-phorella discreta lässt sich zumindest wie bei der oben erwähnten Probe Albian als Höchstalter bestimmen. Auffällig ist bei dieser wie bei den folgenden zwei Proben die Häufigkeit von Microforaminiferen. Im Unterschied zu allen übrigen Proben aus der Ketama- und Tisirène-Einheit finden sich hier auch relativ grosse Formen (Kammerdurchmesser bis zu 60 µ). Zudem konnten hier auch biseriale Typen festgestellt werden.

Die Proben G 466 und G 468 stammen aus den sogenannten Mergeln der Oberkreide. Beide Proben weisen durch die schlechte Erhaltung reduzierte Assoziationen auf. Mit dem Nachweis von Palaeohystrichophora infusorioides und Litosphaeridium siphoniphorum kann zumindest für Probe G 468 Vraconnian als Höchstalter festgelegt werden. Litosphaeridium siphoniphorum reicht nach bisheriger Erkenntnis vom Vraconnian bis ins tiefere Turonian. In den beiden Proben konnten nur wenige Angiospermen-Pollen beobachtet werden. Neben tricolpaten Formen sind namentlich "Reticulatasporites" jardinus Typ 3 und Stellatopollis aff. dubius zu erwähnen. Der bisher jüngste Nachweis der "Reticulatasporites" jardinus-Gruppe

stammt aus dem mittleren Cenomanian. Triporate Formen, die vom mittleren Cenomanian an bekannt sind, fehlen. Das Alter dieser Proben liegt somit mit grösster Wahrscheinlichkeit zwischen Vraconnian und mittlerem Cenomanian.

Fig. 58: "Range chart" der Dinoflagellaten-Zysten, Sporen, Gymnospermen-Pollen und Angiospermen-Pollen



5.3 Florenliste

Dinoflagellaten-Zysten

Aprobolocysta varigranosa DUXBURY 1977.

Aptea polymorpha (EISENACK) DÖRHÖFER & DAVIES 1980.

Biorbifera HABIB 1972.

Biorbifera johnewingii HABIB 1972.

Cerbia tabulata (DAVEY & VERDIER) BELOW 1981.

Chlamydothorella discreta CLARKE & VERDIER 1967.

Chlamydothorella nyei COOKSON & EISENACK 1958.

Chlamydothorella trabeculosa (GOCHT) DAVEY 1978.

Codoniella psygma DAVEY 1979b.

Conosphaeridium striatoconus (DEFLANDRE & COOKSON) COOKSON & EISENACK 1969.

Coronifera oceanica COOKSON & EISENACK 1958.

Cribroperidinium edwardsii (COOKSON & EISENACK) DAVEY 1969a.

Cyclonephelium distinctum DEFLANDRE & COOKSON 1955.

Danea chibanis BELOW 1981.

Dingodinium COOKSON & EISENACK 1958.

Dingodinium cerviculum COOKSON & EISENACK 1958.

Dingodinium spinosum (DUXBURY) DAVEY 1979c.

Dingodinium cf. spinosum (DUXBURY) DAVEY 1979c.

Dinogymnium cf. acuminatum EVITT et al. 1967.

Dinopterygium tuberculatum (EISENACK & COOKSON) STOVER & EVITT 1978.

Druggidium apicopaucicum HABIB 1973.

Druggidium deflandrei (MILLOUD) HABIB 1973.

Gonyaulacysta cassidata (EISENACK & COOKSON) SARJEANT 1966b.

Hapsocysta peridictya (EISENACK & COOKSON) DAVEY 1979b.

Hystrichodinium compactum ALBERTI 1961.

Hystrichodinium pulchrum DEFLANDRE 1935.

Litosphaeridium arundum (EISENACK & COOKSON) DAVEY 1979b.

Membranosphaera SAMOILOVITCH ex NORRIS & SARJEANT 1965 sp. A (sensu DAVEY 1979).

Mendicodinium MORGENROTH 1970.

Mendicodinium aff. groenlandicum (POCOCK & SARJEANT) DAVEY 1979c.

Mendicodinium MORGENROTH 1970 sp. A.

Microdinium opacum BRIDEAUX 1971.
Microdinium cf. opacum BRIDEAUX 1971.
Microdinium spinosum BRIDEAUX & McINTYRE 1975.
Muderongia perforata ALBERTI 1961.
Palaeohystrichophora infusorioides DEFLANDRE 1935.
Palaeotetradinium (DEFLANDRE) DEFLANDRE & SARJEANT 1970 sp. A.
Rhynchodiniopsis aptiana DEFLANDRE 1935.
Sirmiodiniopsis DRUGG 1978.
Subtilisphaera cheit BELOW 1981.
Subtilisphaera perlucida (ALBERTI) JAIN & MILLEPIED 1973.
Subtilisphaera terrula (DAVEY) LENTIN & WILLIAMS 1976.
Subtilisphaera ventricosa (ALBERTI) JAIN & MILLEPIED 1973.
Systematophora cretacea DAVEY 1979b.
Trichodinium castaneum (DEFLANDRE) CLARKE & VERDIER 1967.
Xenacus ceratioides (DEFLANDRE) LENTIN & WILLIAMS 1973.
Xiphophoridium alatum (COOKSON & EISENACK) SARJEANT 1966b.

Sporen

Apiculatisporis POTONIE & KEMP 1956.
Cicatricosisporites australiensis (COOKSON) POTONIE 1956.
Cicatricosisporites myrtelli BURGER 1966.
Cicatricosisporites recticicatricosus DOERING 1965.
Cicatricosisporites sternum VAN AMERON 1965.
Contignisporites cooksoni (BALME) DETTMANN 1963.
Crybelosporites pannuceus (BRENNER) SRIVASTAVA 1977.
Gleicheniidites ROSS 1949.
Impardecispora apiverrucata (COUPER) VENKATACHALA, KAR & RAZA 1969.
Impardecispora tribotrys DETTMANN 1963.
Plicatella MALJAVKINA 1949.

Gymnospermen-Pollen

Alisporites DAUGHERTY 1941.

Classopollis PFLUG 1953.

Dicheiopollis etruscus TREVISAN 1972.

Ephedripites BALKHOVITINA 1953 ex POTONIE 1958 sp. A.

Ephedripites multicostatus BRENNER 1963.

Inaperturopollenites cf. hiatus (POTONIE) THOMSON & PFLUG 1953.

Angiospermen-Pollen

Clavatipollenites hughesii COUPER 1958.

Complexiopollis KRUTZSCH 1959.

Dryadopollis argus SRIVASTAVA 1977.

Elateropollenites jardinei HERNGREEN 1974.

Monocolpopollenites THOMSON & PFLUG 1953.

Phimopollenites augathellaensis (BURGER) DETTMANN 1973.

Phimopollenites DETTMANN 1973 sp. A.

"Reticulatasporites" jardinus BRENNER 1968 (Typ 1 sensu HOCHULI, 1981)

"Reticulatasporites" jardinus BRENNER 1968 (Typ 2 sensu HOCHULI, 1981)

"Reticulatasporites" jardinus BRENNER 1968 (Typ 3 sensu HOCHULI, 1981)

Retimonocolpites PIERCE 1961.

Retimonocolpites dividuus PIERCE 1961

Retimonocolpites georgensis (BRENNER) DETTMANN 1973.

Retimonocolpites peroreticulatus (BRENNER) DOYLE 1976.

Retimonocolpites PIERCE 1961.

Retimonocolpites SRIVASTAVA 1969 sp. A.

Stellatopollis aff. dubius (DE LIMA) DE LIMA (im Druck).

Stellatopollis cf. barghoornii DOYLE 1976.

Stellatopollis DOYLE 1976 sp. 1.

Stellatopollis paraneus (NORRIS) SINGH 1971.

Striatopollis vermimurus (BRENNER) SRIVASTAVA 1977.

Tricolpites micromunus (GROOT & PENNY) SINGH 1971.

Tricolpites vulgaris (PIERCE) SRIVASTAVA 1969.

Tricolporopollenites PFLUG & THOMSON in THOMSON & PFLUG 1953.

6. L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- ANDRIEUX, J. (1967a): Métamorphisme épizonal et tectoniques superposées dans le sillon externe de la Chaîne alpine d'Afrique du Nord: l'Unité de Ketama (Rif - Maroc).- C.R. Acad. Sci. (Paris) 264, 890-893.
- (1967b): Etude des quelques filons clastiques informationnels du Flysch albo-aptien des zones externes du Rif (Maroc).- Bull. Soc. géol. France (7), 9, 844-849.
- (1971): La structure du Rif central.- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 235.
- ANDRIEUX, J. & MATTAUER, M. (1962): La nappe du Jebel Chouamat, nouvelle nappe ultra du Rif septentrional (Maroc).- C.R. Acad. Sci. (Paris) 255, 2481-2483.
- (1963a): Sur l'origine du matériel détritique du flysch des nappes ultra du Rif (Maroc).- C.R. Soc. géol. France 2, 39-44.
- (1963b): Sur la présence de roches vertes à la base des nappes "ultra" du Rif.- C.R. Soc. géol. France 7, 213-215.
- (1973): Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar.- Bull. Soc. géol. France (7), 15, 115-116.
- ARGYRIADIS, I. (1975): Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne.- Bull. Soc. géol. France (7), 17, 56-57.
- BARRON, E.J., HARRISON, C.G.A., SLOAN, J.L. & HAY, W.W. (1981): Paleogeography, 180 million years ago to the present.- Eclogae geol. Helv. 74/2, 443-470.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & PICHON, X. LE (1976): La génèse de la Méditerranée.- La Recherche 7, 811-822.
- BLUMENTHAL, M. (1937): Esbozo geologico del Rif en la región de Bokoya.- Bol. Inst. geol. (min.) España (3), 44, 199-352.
- BLUMENTHAL, M., FALLOT, P. & MARIN, A. (1930): Observations géologiques sur le Nord-Ouest du Rif marocain.- C.R. Acad. Sci. (Paris) (4), 191, 382-384.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits.- Elsevier, Amsterdam/New York.
- CAMPBELL, CH. (1967): Lamina, laminaset, bed and bedset.- Sedimentology 8, 7-26.
- CHIOCCHINI, U., FRANCHI, R., GUERRERA, F., RYAN, W.B.F. & VANNUCCI, S. (1980): Geologia di alcune successioni torbiditiche cretaceo-terziarie appartenenti ai "Flysch mauritanien" e alla "Nappe numidienne" del Rif settentrionale (Marocco).- Studi geol. Camerti 4, 37-65.

- DIDON, J., DURAND DELGA, M. (1973): Colloque de Gibraltar de l'action thématique programmée de l'I.N.A.G. "Géodynamique de la Méditerranée occidentale".- Bull. Soc. géol. France (7), 15/2, 160-180.
- DIDON, J., DURAND DELGA, M. & KORNPROBST, J. (1973): Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar.- Bull. Soc. géol. France (7), 15/2, 1-105.
- DURAND DELGA, M. (1961): Au sujet du sillon méso-méditerranéen du Flysch au Crétacé et au Nummulitique.- C.R. Soc. géol. France 1, 45-47.
- (1965): Le problème de la position structurale du flysch albo-aptien dans le Nord du Rif: la nappe de Melloussa-Chouamat (Maroc).- C.R. Soc. géol. France 2, 58-59.
 - (1966): Titres et travaux scientifiques.- Priester, Paris.
 - (1972): La corbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique.- Eclogae geol. Helv. 65/2, 267-278.
 - (1980): Considérations sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines d'Europe.- Bull. Soc. géol. France (7), 22/1, 15-30.
- DURAND DELGA, M. & FONTBOTE, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. In: AUBOIN, J., DEBELMAS, J. & LATREILLE, M. (Ed.): Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys (p. 67-85).- Mém. Bur. Rech. géol. min. 115.
- DURAND DELGA, M. & MATTAUER, M. (1959): Les unités structurales internes de la "zone marno-schisteuse" du Rif septentrional.- C.R. Acad. Sci. (Paris) 248, 2364-2366.
- (1960): Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional.- C.R. Soc. géol. France, p. 22-23.
- EINSELE, G. & SEILACHER, A. (1982): Cyclic and event stratification.- Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- ENOS, P. (1977): Flow regimes in debris flow.- Sedimentology 24, 133-142.
- FALLOT, P. (1937): Essai sur la géologie du Rif septentrional.- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 40.
- GELARD, J.P. (1979): Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie (un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrébin). Mém. géol. Univ. Dijon 5.
- GENTIL, L. (1912): La géologie du Maroc et la genèse de ses grandes chaînes.- A. Géogr. 21/16, 130-158.
- HAMPTON, M.A. (1975): Competence of fine grained debris flows.- J. sediment. Petrol. 45/4, 834-844.
- HEEZEN, B.C. & HOLLISTER, C.D. (1964): Deep-sea current evidence from abyssal sediments.- Marine Geol. 1, 141-174.
- HEEZEN, B.C., HOLLISTER, C.D. & RUDDIMAN, W.F. (1966): Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents.- Science 152.

- HISCOTT, R.N. & GHI BAUDO, G. (1980): Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (middle-upper Oligocene) of the Gordana valley, Northern Apennines, Italy - Discussion.- J. sediment. Petrol. 51/3, 1015-1026.
- KORNPROBST, J. (1966): La chaîne du Haouz, de la Hafa Queddana au col d'Azlu d'Arabia.- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 184, 9-54.
- (1974): Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional).- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 251.
- LEBLANC, D. (1971): Structure du Prérif au Nord de Taza (Maroc).- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 237, 41-48.
- (1979): Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc).- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 281.
- LEBLANC, D. & WERNLI, R. (1980): Existence probable d'un important charriage dans l'unité de Ketama (Rif, Maroc).- C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.) 15/2, 154-158.
- LEIKINE, M. (1969): La chaîne du Haouz au Nord de Tetouan (Jebel Dersa).- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 194, 7-50.
- LESPINASSE, P. (1975): Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (Centre de la chaîne Rifaine, Maroc).- Thèse Univ. Paul-Sabatier, Toulouse.
- LOWE, D.R. (1976a): Grain flow and grain flow deposits.- J. sediment. Petrol. 46/1, 188-199:
- (1976b): Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits.- Sedimentology 23, 285-308.
- (1979b): Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits.- Soc. econ. Paleont. Mineral. (spez. Publ.) 27, 75-82.
- (1982): Sediment gravity flows II. Depositional models with special references to the deposits of high-density turbidity currents.- J. sediment. Petrol. 52/1, 279-297.
- LOWE, D.R. & PICCOLO, L.D. LO (1974): The characteristics and origins of dish and pillar structures.- J. sediment. Petrol. 44, 484-501.
- MARÇAIS, J. (1931): Observations sur la géologie de la région de Tizi-Ousli (Rif oriental).- C.R. Acad. Sci. (Paris) 192, 757-758.
- (1937): Sur la constitution et le comportement du socle anté-triasique dans le Rif oriental.- C.R. Soc. natur. Maroc 3/2, 13-15.
- MATTAUER, M. (1963): Le style tectonique des chaînes telliennes et rifaines.- Geol. Rdsch. 53/1, 296-313.
- (1967): Introduction à la microtectonique Sciences-progrès.- La Nature (Paris) 3383, 81-89.

- MATTAUER, M. & ARTHAUD, F. (1969a): Présentation d'un nouveau mode de description tectonique: la notion de sous-faciès tectonique.- C.R. Acad. Sci. (Paris) (B), 268, 1019-1022.
- MAURER, G. (1968): Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique.- Trav. Inst. sci. chérif., Rabat (Géol. et Géogr. phys.) 14.
- McKEE, E.D. (1957): Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification.- J. sediment. Petrol. 27, 129-134.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973): Sediment gravity flows; mechanics of flow and deposition. In: Turbidites and deep-water sedimentation, short course Anaheim (p. 1-38).- Pacific Sect. Soc. econ. Paleont. Mineral., Los Angeles.
- (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. (Ed.): Marine sediment transport and environmental management (p. 82-94).- Wiley, New York.
- MUTTI, E. (1977): Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain).- Sedimentology 24, 107-131.
- (1979): Turbidites et cônes sous-marins profond. In: HOMEWOOD, P. (Ed.): Sédimentation détritique (p. 353-419).- Cours 3ème Cycle Romand en Sci. de la Terre 1, Fribourg.
- MUTTI, E. & JOHNS, D.R. (1978): The role of sedimentary by-passing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Group system (South-central Pyrenees).- Mem. Soc. geol. ital. 18, 15-22.
- MUTTI, E., NILSEN, T.H. & RICCI LUCCHI, F. (1978): Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene), East-central Italy. In: STANLEY, D.J. & KELLING, G. (Ed.): Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches (p. 220-223).- Hutchinson & Ross, Stroudsburg/Pennsylvania.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell' Apennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies.- Mem. Soc. geol. Ital. 11, 161-199.
- (1975): Turbidite facies and facies associations. In: MUTTI, E., PAREA, G.C., RICCI LUCCHI, F., SAGRI, M. ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G. & ICCARINO, S.: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines (p. 21-36).- Guide of excursion 11, IX. int. Congr. Sedimentol., Nice.
 - (1978): Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis.- Int. Geol. Rev. 20, 125-166.
- NILSEN, T.H. (1980): Modern and ancient submarine fans: Discussion of papers by R.G. WALKER and W.R. NORMARK.- Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 64, 7/12, 1094-1112.

- NORMARK, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans.- Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 54, 2170-2195.
- (1974): Submarine canyons and fan valleys: Factors affecting growth patterns of deep-sea fans. In: DOTT, R.H. & SHAVER, R.H. (Ed.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Pal. Min. 19, 56-68.
 - (1978): Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: Characters for recognition of sandy turbidite environments.- Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 62/1, 912-931.
- OBERT, D. (1981): Etude géologique des Babors Orientaux (Domaine tellien, Algérie).- Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- ODIN, G.S. & KENNEDY, W.J. (1982): Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques.- C.R. Acad. Sci. (Paris) (2), 294, 383-386.
- RAOULT, J.F. (1966): La chaîne du Haouz du Col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonsar.- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 184, 61-148.
- (1974): Géologie du centre de la Chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie).- Mém. Soc. géol. France 121, 1-163.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1975): Depositional sedimentary environments.- Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- RICCI LUCCHI, F. (1975): Depositional cycles in two turbidite formations of North Apennines (Italy).- J. sediment. Petrol. 41/1, 3-43.
- (1975): Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines. In: SQUYRES, C.H. (Ed.): Geology of Italy 2, 129-236.- Earth Sci. Soc., Libyen.
 - (1978): Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain: The Marnoso-Arenacea of the Northern Apennines.- Geol. en Mijnb. 57, 559-563.
- RICCI LUCCHI, F. & VALMORI, E. (1980): Basin-wide turbidites in a Miocene oversupplied deep-sea plain: a geometrical analysis.- Sedimentology 27, 241-270.
- SUTER, G. (1965): La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc): Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique.- Notes Mém. Serv. géol. Maroc 183, 7-17.
- TRUEMPY, R. (1976): Du Pèlerin aux Pyrénées.- Eclogae geol. Helv. 69/2, 249-264.
- (1978): Tectonique alpine et tectonique des plaques.- Mines, Géol. et Energie (Rabat) 44, 21-23.
- VIDAL, J.CL. (1971): Une Interprétation nouvelle des nappes du Prérif central (Maroc) et ses conséquences sur la structure de leur substratum autochtone.- C.R. Acad. Sci. (Paris), sér. D, 272/1, 24-27.

- WALKER, R.G. (1965): The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites.- Geol. Soc. Proc. (Yorkshire) 35, 1-32.
- (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.- J. sediment. Petrol. 37, 25-43.
 - (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.- Short course, Dallas.
 - (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans. Models for exploration for stratigraphic traps.- Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 62/1, 932-966.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies association. In: MIDDLETON, G.V., BOUMA, A.H. (Ed.): Turbidites and deep-water sedimentation (p. 119-157).- Short course, Pacific Sect. econ. Paleont. Mineral, Los Angeles.
- WILDI, W. (1979): Evolution de la plate-forme carbonatée de type austro-alpin de la Dorsale calcaire (Rif interne, Maroc septentrional) au Mésozoïque.- Bull. Soc. géol. France (7), 21/1, 49-56.
- (1981): Le Ferrysch; cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc).- Eclogae geol. Helv. 74/2, 481-527.
 - (1983, im Druck): La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène.- Rev. Géol. dyn. Géogr. phys. 24/3.
- WILDI, W., NOLD, M., UTTINGER, J. (1977): La Dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc).- Eclogae geol. Helv. 70/2, 371-415.

Palynologische Literatur

- BELOW, R. (1981): Dinoflagellaten-Zysten aus dem oberen Hauterive bis unteren Cenoman Süd-West-Marokkos.- *Palaeontographica* Abt. B, 176, 1-145.
- BRENNER, G.J. (1963): The spores and pollen of the Potomac Group of Maryland.- *Bull. Dept. Geol. Mines and Water Res. (Baltimore)* 27, 1-215.
- (1976): Middle Cretaceous floral provinces and early migrations of Angiosperms. In: BECK, C.B. (Ed.): *Origin and early evolution of Angiosperms* (Columbia Univ. Press) (p. 23-47), New York/London.
- BRIDEAUX, W.W. (1971): Palynology of the Lower Colorado Group, central Alberta, Canada, I. Introductory remarks. *Geology and mikroplancton studies.- Palaeontographica* Abt. B, 135, 53-114.
- BRIDEAUX, W.W. & MCINTYRE, D.J. (1975): Miospores and microplancton from Aptian-Albian rocks along Horton River, District of Mackenzie.- *Bull. canad. Petroleum Geol.* 21, 395-402.
- DAVEY, R.J. (1979b): Marine Apto-Albian polymorphs from Holes 400A and 402A, IPOD Leg 48, northern Bay of Biscaya. In: MONTADERT, L., ROBERTS, D.G. et al. (Ed.): *Initial reports of the deep-sea drilling project* 48, 547-577, Washington.
- DÖRHÖFER, G. (1977): Palynologie und Stratigraphie der Brücheberg-Formation (Berriasian-Valanginian) in der Hilsmulde (NW-Deutschland).- *Geol. Jb. Reihe A*, 42.
- (1979): Distribution and stratigraphic utility of Oxfordian to Valanginian Miospores in Europe and North America.- *Bull. amer. Assoc. stratigr. Palynologists* (5B), 2, 101-157.
- DOYLE, J.A., BIENS, P., DOERENKAMP, A. & JARDINE, S. (1977): Angiosperm pollen from prae-Albian lower Cretaceous of Equatorial Africa.- *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 1/2, 451-473.
- DOYLE, J.A. & ROBBINS, E.I. (1975): Angiosperm pollen zonation of the continental Cretaceous of the Atlantic Coastal Plain and its application to deep wells in the Salisbury embayment.- *Bull. amer. Assoc. stratigr. Palynologists* 1, 43-78.
- HABIB, D. (1977): Comparison of lower and middle Cretaceous palynostratigraphic zonations in the Western North Atlantic. In: SWAIN, F.M. (Ed.): *Stratigraphic mikropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands.- Elsevier, Amsterdam/New York.*
- HASENBOEHLER, B. (1981): Etude paleobotanique et palynologique de l'Albien et du Cenomanien du "Bassin Occidental Portugais" au Sud de l'accident de Nazare (Province d'Estremadure, Portugal).- *Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.*
- HERNGREEN, G.F.W. (1975): Palynology of Middle and Upper Cretaceous strata in Brasil.- *Meded. Rijhs Geol. Dienst (n.s.)*, 26/3, 39-91.

- HERNGREEN, G.F.W. & CHLONOVA, A.F. (1981): Cretaceous microfloral provinces.- Pollen et spores (Paris) 23, 3/4, 441-555.
- HOCHULI, P.A. (1981): North Gondwanan Floralelements in Lower to middle Cretaceous sediments of the Southern Alps (Southern Switzerland, Northern Italy).- Rev. Palaeobot. Palynology (Amsterdam) 35, 337-358.
- (1982): Lower Cretaceous Palynostratigraphy of the Rif Mountains (Northern Morocco).- Abstr. Proc. 14. Annu. amer. Assoc. stratigr. Palynologists, Dublin.
- KAR, R.K. (1972): A comparative study of cryptogamic spores of upper Jurassic and lower Cretaceous from KUTCH, GUJARAT and their stratigraphic value.- Proc. Semin. on Paleopalynology Indian Stratigraphy (p. 150-155), Calcutta.
- KRASSILOV, V.A. (1978): Araucariaceae as indicators of climate and paleolatitudes.- Rev. Palaeobot. Palynology (Amsterdam) 26, 1/4, 113-124.
- REGALI, M. DA SILVA PARES, UESUGNI, N. & SILVA SANTOS, A. DA (1975): Palinologia dos sedimentos mesozóicos do Brasil.
I: Boletim téc. Petrobras 17/3, 177-191.
II: Boletim téc. Petrobras 17/4, 263-301, Rio de Janeiro.
- REYRE, Y. (1973): Palynologie du Mésozoïque Saharien.- Mém. Mus. natl. Hist. nat. (Paris) (c) (n.s.) 27.
- SINGH, CH. (1971): Lower Cretaceous Microfloras of the Peace River Area, Northwestern Alberta.- Res. Counc. Alberta (Alberta, Canada) 2/28.
- SRIVASTAVA, S.K. (1978): Cretaceous spore-pollen floras: a global evaluation.- Biol. Mem. 3/1.
- (1981): Stratigraphic ranges of selected spores and pollen from the Fredericksburg group (Albian) of the Southern United States.- Palynology (Dallas) 5, 1-27.
- VENKATACHALA, B.S., SHARMA, K.D. & JAIN, A.K. (1972): Palynological zonation of Jurassic - lower Cretaceous sediments in the sub-surface of Convery basin.- Proc. Semin. on Paleopalynology Indian Stratigraphy (p. 172-187), Calcutta.

Curriculum vitae

Am 17. 6. 1951 wurde ich, Alfred Anton Gübeli-Gander, Bürger von Goldingen (SG) in Uznach geboren.

1968 - 1971 absolvierte ich am Tagesgymnasium Juventus in Zürich die Mittelschule.

1971 schloss ich mit der Matura des Kt. Zürich, Typus C ab.

1973 - 1978 studierte ich an der philosophischen Fakultät II der Universität Zürich Geologie.

Ich besuchte die Vorlesungen und Uebungen folgender Professoren:

E. Batschelet, G. Bayer, J.P. Beckmann, H.M. Bolli, U.P. Büchi, E. Dal Vesco, V. Dietrich, C.H. Eugster, A. Gansser, F.W. Gilliéron, M. Grünenfelder, R. Hantke, P. Hochuli, K.J. Hsu, K. Hünemann, H. Jäckli, E. Kuhn-Schnyder, F. Laves, W. Lowrie, A. Milnes, S. Müller, M. Müller-Vonmoos, W.F. Oberholzer, N. Pavoni, W. Petter, W. Philipsborn, J.G. Ramsay, H. Rieber, P. Signer, R.H. Steiger, V.E. Trommsdorff, R. Trümpy, G. Wagnière.

1978 schloss ich das Studium mit dem Diplom in Geologie ab.

Die vorliegende Dissertation wurde unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy ausgeführt.



